АКАДЕМИЯ НАУК
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE PRÈS L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

1931 ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР • ЛЕНИНГРАД № 3

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР

Январь 1931 г.

Непременный Секретарь академик *В. Во*

Редактор издания академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг

Начато набором в сентябре 1930 г. — Окончено печатанием в январе 1931 г.

120 стр. (2 фиг.) + 1 портрет

Статформат $Б_5$

Ленинградский Облastлит № 71747. — $7^{12}/_{16}$ печ. л. — Тираж 850

Типография Академии Наук СССР. В. О., 9 линия, 12

ОГЛАВЛЕНИЕ — SOMMAIRE

	СТР.		PAG.
Протоколы заседаний Комиссии по изучению четвертичного периода при Академии Наук СССР	5	* Procès-verbaux des séances de la Commission pour l'Étude du Quaternaire près l'Académie des Sciences de l'URSS.	5
С. А. Яковлев. А. П. Павлов (1854—1929). Некролог (с портретом)	11	* S. Jakovlev. A. Pavlov (1854—1929). Nécrologie (avec un portrait) . .	11
Г. Ф. Мирчинк. Работы А. П. Павлова в области четвертичных отложений	13	* G. Mirčink. L'oeuvre de A. Pavlov dans le domaine de l'exploration des dépôts quaternaires	13
* Н. М. Книпович. Быстрые изменения Баренцова моря в гидрологическом и биологическом отношениях	19	N. Knipovič (N. Knipowitsch). Rasche Veränderungen hydrologischer und biologischer Verhältnisse im Barents-Meer	19
Н. Н. Урванцев. Четвертичное оледенение Таймыра (с 1 фиг.) . . .	23	* N. Urvancev. La glaciation quaternaire du Taïmyr (avec 1 fig.) . . .	23
В. А. Обручев. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии (с 1 фиг.)	43	* V. Obručev. Vestiges de la période glaciaire au Nord de l'Asie et en Asie Centrale (avec 1 fig.)	43

Заглавие, отмеченное звездочкой, является переводом заглавия оригинала
Le titre marqué d'un astérisque est une traduction du titre original

ПРОТОКОЛЫ ЗАСЕДАНИЙ

КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПРИ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ПРОТОКОЛ

20-го заседания комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 21 октября 1929 года

Присутствовали: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Л. С. Берг, А. А. Бялыницкий-Бируля, Н. А. Буш, А. М. Жирмунский, П. А. Православлев, Г. Ф. Мирчинк, Н. Г. Кассин, А. Л. Рейнгард, С. С. Ганешин, Н. В. Молчанов, М. А. Лаврова, Б. Ф. Земляков, А. П. Ильинский, С. В. Эпштейн, С. В. Шульц, И. В. Даниловский, Б. П. Асаткин, К. К. Марков, И. И. Бабков, И. Н. Гладцин, П. В. Виттенбург, А. Н. Алешков, А. Д. Гожев, А. И. Толмачев, Е. Н. Дьяконова-Савельева, Г. А. Бонч-Осмоловский, С. Н. Замятин, А. П. Семенов-Тян-Шанский, В. И. Громов, В. А. Андреев, С. С. Кузнецов, Н. И. Кузнецов, Я. С. Эдельштейн, Р. Л. Самойлович, Е. А. Толмачева, Б. М. Куплетский, Б. Н. Городков, В. В. Алабышев, Н. В. Потулова, Р. Ф. Геккер, А. И. Мордвинов, А. В. Мартынов, А. В. Шмидт, А. П. Гартман-Вейнберг, К. Ф. Маляревский, Г. Н. Фредерикс, М. Б. Едемский, А. В. Хабаков, С. А. Яковлев.

Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.
Секретарь С. А. Яковлев.

1. По открытии заседания собрание почтило вставанием память покойного председателя А. П. Павлова.

2. Зачитывается и утверждается протокол предыдущего заседания от 25 апреля 1929 г. В повестке дня — избрание нового председателя.

3. Л. С. Берг сообщает, что Совет Комиссии предлагает собранию избрать Председателем КЧ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Собрание единогласно избирает председателем Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Л. С. Берг передает председательствование Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

4. Секретарь представляет собранию только что вышедший из печати первый номер Бюллетеней Комиссии по изучению четвертичного периода и сообщает, что идеей своего зарождения и выходом в свет этот первый номер издания Комиссии всецело обязан Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

5. За болезнью В. А. Обручева его доклад «Об оледенении Сибири» переносится на следующее заседание.

6. А. И. Толмачев доложил об «Оледенении Таймыра».

В обсуждении доклада А. И. Толмачева приняли участие А. А. Григорьев, Г. Ф. Мирчинк и П. В. Виттенбург.

7. Председатель сообщил, что в только что состоявшейся сессии АН В. И. Вернадский поднял вопрос об изучении вечной мерзлоты. По этому вопросу АН образовала Комиссию, в которой следует принять участие и КЧ. Постановлено наметить Б. Н. Городкова для вхождения в Комиссию.

8. Следующее заседание назначается на 28 ноября.

ПРОТОКОЛ

21-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 28 ноября 1929 года.

Присутствовали: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. А. Обручев, Л. С. Берг, П. П. Ефименко, Г. Ф. Мирчинк, А. А. Григорьев, А. М. Жирмунский, Я. С. Эдельштейн, А. И. Толмачев, Н. А. Буш, В. Н. Сукачев, Н. А. Коновалов, В. В. Алабышев, А. Л. Рейнгард, Б. Н. Городков, П. В. Виттенбург, А. П. Гартман-Вейнберг, А. П. Ильинский, А. Я. Тугаринов, И. В. Даниловский, С. С. Шульц, А. С. Кобозев, Б. Ф. Земляков, М. А. Лаврова, С. В. Эпштейн, А. В. Шмидт, Н. Н. Соколов, И. Н. Гладцин, С. С. Ганешин, В. С. Доктуровский, К. К. Марков, Б. П. Асаткин, Е. М. Люткевич, В. И. Громов, Г. А. Бонч-Осмоловский, С. А. Теплоухов, С. В. Яковлева, А. Д. Гожев, И. В. Палибин, В. А. Котлуков, Е. Н. Дьяконова-Савельева, Р. Ф. Геккер, Н. Ф. Погребов, Н. Толстихин, Е. И. Беляева, И. И. Краснов, А. Ф. Лесникова, П. А. Православлев, М. Э. Янишевский, Н. И. Кузнецов, Н. Г. Кассин, С. А. Яковлев, Ю. Д. Цинзерлинг.

Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.
Секретарь С. А. Яковлев.

1. Прочтен и утвержден протокол предыдущего заседания от 21 октября 1929 г.
2. В. А. Обручев сделал обзорный доклад «Об оледенении Сибири».
3. Я. С. Эдельштейн сообщил «О четвертичных отложениях Западной Сибири».

В обсуждении докладов В. А. Обручева и Я. С. Эдельштейна приняли участие: А. Л. Рейнгард, Н. Г. Кассин, А. А. Григорьев, А. П. Православлев, А. М. Жирмунский, Н. Н. Соколов и Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

4. Н. А. Алешков продемонстрировал на диапозитивах открытые им в Северном Урале на горе Сабля современные ледники.

5. Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг сообщает, что на предоставленную по Галлерее четвертичного времени и доисторического человека должность научного сотрудника I разряда Совет КЧ предлагает избрать палеоэтнолога Г. А. Бонч-Осмоловского.

Секретарь излагает жизнеописание предлагаемого кандидата.

П. П. Ефименко высказывается за то, чтобы отложить избрание и передать вопрос о кандидате для согласования в Академию материальной культуры, так как последняя заинтересована в объединении работы всех учреждений в г. Ленинграде, занимающихся изучением доисторического человека.

Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг сообщает, что Совет КЧ, прежде чем предложить Собранию вышеназванного кандидата, обратился к представителю в совете КЧ от Академии материальной культуры П. П. Ефименко с просьбой созвать комиссию для намечения кандидата на должность научного сотрудника по Галлерее четвертичного времени и доисторического человека, но П. П. Ефименко отклонил это предложение. После этого непонятно, почему П. П. Ефименко теперь настаивает на передаче рассмотрения этого вопроса в Академию материальной культуры.

Г. Ф. Мирчинк и Я. С. Эдельштейн высказываются за то, что нет достаточных оснований для перенесения выборов на другое заседание.

А. И. Толмачев говорит, что он понимает предложение П. П. Ефименко в том смысле, что Академия материальной культуры может взять на себя обслуживание по части доисторического человека Галлереи четвертичного времени, а на должность научного сотрудника может быть выбрано лицо другой специальности.

Собрание постановило: выборы не откладывать и произвести в настоящем заседании.

По произведенной закрытой баллотировке Г. А. Бонч-Осмоловский был избран 21 голосом при двух отрицательных и при двух воздержавшихся.

ПРОТОКОЛ

22-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 26 декабря 1929 г.

Присутствовали: В. А. Обручев, Л. С. Берг, П. П. Ефименко, Г. Ф. Мирчинк, Н. И. Кузнецов, А. И. Толмачев, Н. М. Книпович, Р. Л. Самойлович, С. С. Ганешин, С. А. Теплоухов, М. Э. Янишевский, П. В. Виттенбург, А. П. Амалицкая, А. Я. Тугари-

нов, С. С. Шульц, И. В. Даниловский, А. А. Алейников, С. В. Эпштейн, К. К. Марков, Г. А. Бонч-Осмоловский, И. В. Молчанов, Н. Толстихин, М. Толстихина, А. П. Гартман-Вейнберг, В. П. Нехорошев, А. В. Шмидт, М. А. Лаврова, Н. М. Савич, И. И. Краснов, Р. Ф. Геккер, Н. С. Кобозев, В. И. Громов, В. И. Громова, А. Д. Гожев, Я. С. Эдельштейн, П. А. Православлев, Е. И. Беляева, Б. Н. Городков, С. А. Яковлев.

Председательствовал Л. С. Берг.

Секретарь С. А. Яковлев.

1. Прочтен и утвержден протокол предыдущего заседания от 28 ноября 1929 г.

2. Б. Н. Городков доложил о былом оледенении северной части Западной Сибири.

В обсуждении доклада Б. Н. Городкова приняли участие А. И. Толмачев, В. А. Обручев, С. А. Яковлев.

3. В. И. Громов сообщил о произведенных им по поручению Геологического комитета наблюдениях над четвертичными отложениями Западной Сибири, сделанных им при исследованиях 1929 г.

В прениях по докладу В. И. Громова участвовали: Я. С. Эдельштейн, И. В. Даниловский, Г. Ф. Мирчинк, С. А. Яковлев.

4. Л. В. Введенский доложил о четвертичных отложениях среднего течения р. Иртыша, где он производил исследования летом 1929 г. по поручению Геологического комитета.

По поводу доклада Л. В. Введенского высказался Г. Ф. Мирчинк.

5. Доклад А. А. Григорьева за поздним временем перенесен на следующее заседание, имеющее быть в январе 1930 г.

6. Секретарь доложил о поступивших от членов КЧ заявлениях сделать доклады: Р. Л. Самойловича «К вопросу о гляциологии земли Франца Иосифа». Н. М. Книповича «Быстрые изменения в распределении фауны Баренцова моря» и П. А. Двойченко: 1) о результатах раскопок реликтового грота четвертичной эпохи близ Симферополя Крымским Научно-исследовательским институтом в 1927—1929 гг. и 2) Морские и речные террасы четвертичной эпохи в Крыму и в Северной Таврии.

Постановлено заслушать эти доклады в ближайших заседаниях КЧ.

ПРОТОКОЛ

23-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 9-го января 1930 г.

Присутствовали: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, П. А. Православлев, М. Э. Янишевский, А. Л. Рейнгард, Л. С. Берг, Я. С. Эдельштейн, Н. М. Книпович, В. П. Семенов-Тян-Шанский, А. И. Толмачев, А. П. Амалицкая, М. Ф. Тихий, Г. Г. Григор, П. В. Виттенбург, Б. П. Асаткин, И. В. Даниловский, А. В. Шмидт, А. А. Алейников, К. К. Марков, Б. Ф. Земляков, Г. А. Бонч-Осмоловский, Р. Ф. Геккер, Н. И. Кузнецов, А. А. Григорьев, С. А. Яковлев и К. М. Дерюгин.

Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Секретарь С. А. Яковлев

1. Заслушан и утвержден протокол предыдущего заседания от 26 декабря 1929 г.

2. Доложено извещение Общего Собрания Академии Наук за § 136 от 20 декабря 1929 г. об утверждении Ф. Ю. Левинсон-Лессинга председателем КЧ.

3. А. А. Григорьев доложил об оледенении северной и средней Якутии в четвертичное время.

В обсуждении доклада А. А. Григорьева приняли участие: А. Л. Рейнгард, А. И. Толмачев, Я. С. Эдельштейн, И. В. Даниловский, С. А. Яковлев. П. А. Православлев, предложил в целях выяснения поднятого А. А. Григорьевым вопроса о количестве оледенений в Восточной Сибири произвести систематическое изучение террас выбранной для этой цели наиболее интересной местности.

Я. С. Эдельштейн внес предложение обратиться к Геологическому комитету поставить такие исследования в качестве первоочередной задачи.

4. Н. М. Книпович сообщил о наблюдавшемся им появлении теплого тока воды в Баренцовом море и о происшедших в связи с этим изменениях в фауне этого моря.

Замечания по поводу доклада Н. М. Книповича сделали: Я. С. Эдельштейн, Н. И. Кузнецов, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. М. Дерюгин.

5. А. И. Толмачев прореферировал работу G. C. Simpson «Past Climates» (Nature, 1929, vol. 124, № 3139).

6. Согласно повестке произведены выборы в заместители председателя Комиссии. Единогласно выбран Н. И. Кузнецов.

7. Следующее заседание назначается на 23 января для докладов П. А. Двойченко и И. И. Бабкова о террасах Крыма.

ПРОТОКОЛ

24-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 20 января 1930 г.

Присутствовали: Л. С. Берг, М. О. Тихий, П. В. Виттенбург, Н. М. Книпович, Г. И. Поплавская-Сукачева, К. К. Марков. Б. Ф. Земляков, Е. И. Беляева, М. Э. Янишевский, М. А. Лаврова, А. В. Шмидт, Г. А. Бонч-Осмоловский, С. Н. Замятин, Е. М. Люткевич, И. И. Бабков, И. В. Даниловский, В. И. Громов, А. А. Бялыницкий-Бируля, С. А. Яковлев, П. А. Двойченко.

Председательствовал Л. С. Берг.
Секретарь С. А. Яковлев.

1. Заслушан и утвержден протокол предыдущего заседания от 9 января 1930 г.

2. П. А. Двойченко доложил: 1) о результатах раскопок реликтового грота четвертичного периода близ Симферополя Крымским Научно-исследовательским институтом в 1927—1929 гг. и 2) о морских и речных террасах четвертичного времени в Крыму и в Северной Таврии.

В обсуждении докладов П. А. Двойченко приняли участие: В. И. Громов, Г. А. Бонч-Осмоловский, А. А. Бялыницкий-Бируля, И. И. Бабков.

3. Следующее заседание постановлено устроить 20 февраля и посвятить его докладам: И. И. Бабкова, «О террасах в окрестностях г. Феодосии», Р. Л. Самойловича, «К вопросу о гляциологии земли Франца Иосифа» и П. А. Православлева. «О ледниковых образованиях южных Ергеней и о южной границе ледникового покрова на Русской равнине».

ПРОТОКОЛ

25-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 20 февраля 1930 г.

Присутствовали: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Л. С. Берг, Н. И. Кузнецов, А. М. Жирмунский, Я. С. Эдельштейн, А. А. Бялыницкий-Бируля, П. В. Виттенбург, А. П. Амалицкая, А. Л. Рейнгард, М. Э. Янишевский, Е. Е. Козлова, Б. П. Асаткин, А. Д. Гожев, К. К. Марков, А. В. Шмидт, И. И. Бабков, С. В. Эпштейн, Е. М. Люткевич, Е. С. Останин, Б. Н. Городков, Г. И. Поплавская-Сукачева, А. А. Алейников, Е. В. Шифферс, А. Г. Гаель, Р. Ф. Геккер, М. А. Лаврова, А. Н. Алешков, Г. А. Бонч-Осмоловский, Г. Д. Рихтер, Е. И. Беляева, А. И. Мордвинов, Б. Ф. Земляков, Н. Н. Соколов, В. П. Семенов-Тян-Шанский, П. А. Православлев.

Председатель Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.
И. о. Секретаря Б. Ф. Земляков.

1. Заслушан и утвержден протокол 24-го заседания от 20 января 1930 г.

2. П. А. Православлев доложил «О четвертичных отложениях южных Ергеней и о южных границах ледникового покрова на Русской равнине».

В обсуждении доклада П. А. Православлева приняли участие: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Л. С. Берг, А. М. Жирмунский.

3. И. И. Бабков доложил «О террасах в окрестностях Феодосии».

В обсуждении доклада И. И. Бабкова приняли участие: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. Н. Соколов, Н. И. Кузнецов.

4. За поздним временем постановлено перенести доклад Р. Ф. Геккера «Геология четвертичных отложений прибрежной тундры между нижним течением рр. Лены и Колымы по материалам К. А. Воллосовича», на следующее заседание КЧ.

ПРОТОКОЛ

26-го заседания Комиссии по изучению четвертичного периода при АН СССР от 17 марта 1930 г.

Присутствовали: И. В. Палибин, А. А. Макаров, Г. Ф. Вебер, А. М. Жирмунский, А. Л. Рейнгард, Я. С. Эдельштейн, П. В. Виттенбург, К. В. Радугин, М. А. Лаврова, Н. И. Кузнецов, Л. С. Берг, А. И. Толмачев, А. Я. Тугаринов, Б. Н. Городков, Н. В. Бер, Г. А. Бонч-Осмоловский, К. К. Марков, Н. Н. Соколов, Ю. А. Орлов, В. И. Громов, Г. Ф. Мирчинк, Р. Ф. Геккер, Н. Н. Урванцев, С. А. Яковлев.

Председательствовал Л. С. Берг.

Секретарь С. А. Яковлев.

1. Заслушан и утвержден протокол предыдущего заседания от 20 февраля 1930 г.

2. Секретарь доложил, что на заседании Президиума КЧ сумму в 2200 руб., ассигнованную АН на экспедиционные исследования 1930 г., предположено распределить следующим образом: 1000 руб. Г. А. Бонч-Осмоловскому на раскопки крымских пещер, 500 руб. М. А. Лавровой на исследование четвертичных отложений по южному побережью Белого моря, 500 руб. К. К. Маркову и И. И. Краснову на продолжение исследования ленточных глин, и 200 руб. на сбор материалов для Галлереи четвертичного времени и доисторического человека.

Постановленно утвердить вышеуказанное распределение экспедиционных сумм.

3. Р. Ф. Геккер доложил о геологии четвертичных отложений прибрежной тундры между нижним течением рр. Лены и Колымы, по данным Воллосовича.

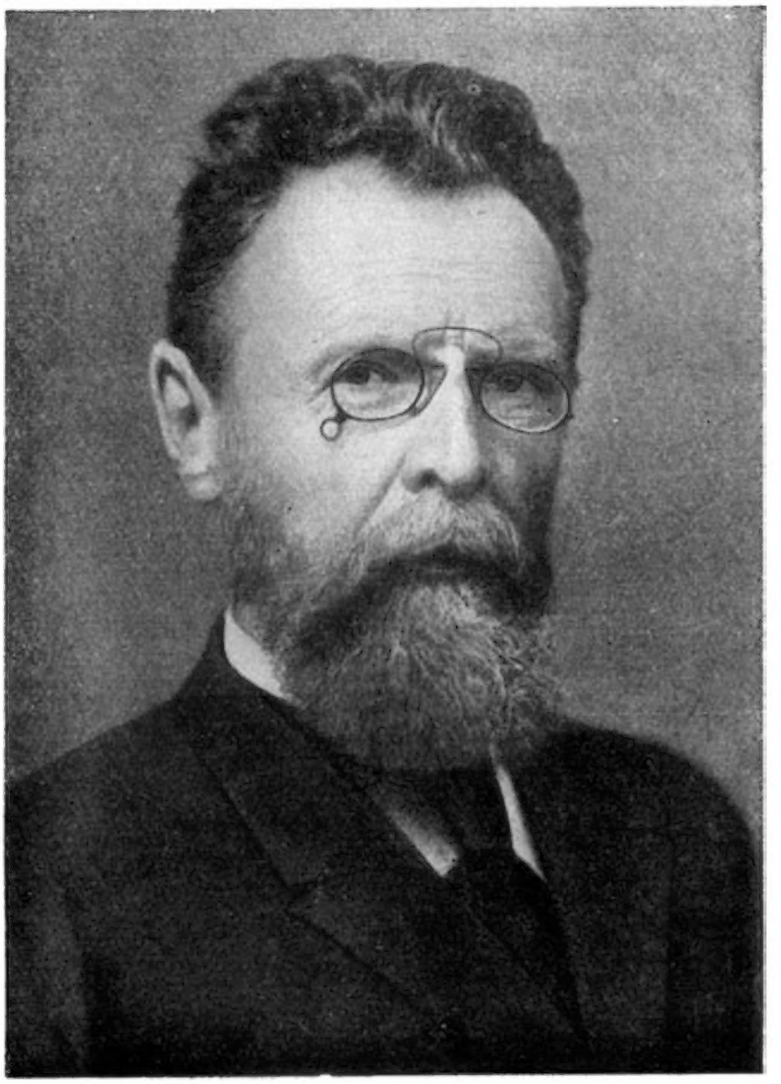
По поводу доклада Р. Ф. Геккера высказались: А. И. Толмачев, Л. С. Берг, А. М. Жирмунский, Я. С. Эдельштейн, П. В. Виттенбург и Н. И. Кузнецов.

4. Н. Н. Урванцев сообщил о результатах своих исследований на Таймырском полуострове на пространстве между рр. Леной и Енисеем.

В оживленном обмене мнений по докладу Н. Н. Урванцева приняли участие: Я. С. Эдельштейн, А. Л. Рейнгард, Б. Н. Городков, Н. Н. Соколов, М. А. Лаврова.

5. Секретарь доложил о рукописи Д. А. Герасимова о способах определения пыльцы лиственницы.

Постановлено просить Ф. Ю. Левинсон-Лессинга представить доклад Д. А. Герасимова для напечатания в Докладах АН.



Алексей Петрович Павлов. 1854—1929

АЛЕКСЕЙ ПЕТРОВИЧ ПАВЛОВ

1854—1929

Некролог

Составлен С. А. ЯКОВЛЕВЫМ

9 сентября 1929 г. в курорте Бад Тельц около Мюнхена скончался председатель Комиссии по изучению четвертичного периода академик Алексей Петрович Павлов.

А. П. Павлов родился в Москве в 1854 г. По окончании Московского университета в 1878 г. А. П. Павлов сначала был два года преподавателем Реального училища в г. Твери, затем в 1880 г. перешел в Московский университет на должность хранителя Геологического музея. В 1887 г. А. П. Павлов стал профессором Московского университета и на этом посту пробыл до самой своей смерти. Кроме университета А. П. Павлов читал лекции в Петровской сельско-хозяйственной академии (1889—1892 гг.) и в Московской горной академии (1921—1927 гг.) и в Археологическом институте. В 1905 г. он был избран членом-корреспондентом Академии Наук, а в 1916 г. действительным членом Академии. В 1928 г. по постановлению Совета Народных Комиссаров ему было присвоено звание заслуженного деятеля науки.

А. П. Павлов состоял действительным членом Лондонского геологического общества, действительным членом, а некоторое время и вице-президентом, Французского геологического общества, почетным членом Бельгийского общества геологии, палеонтологии и гидрологии, почетным членом и вице-президентом Общества испытателей природы в Москве, Общества антропологии и этнографии в Москве, почетным членом Минералогического общества в Ленинграде, действительным членом Общества естествоиспытателей при Ленинградском университете и др.

А. П. Павловым напечатано более 130 работ, из которых некоторые имеют мировое значение.

Кроме чисто научных трудов А. П. Павлов написал много научно-популярных работ, сделавших его имя известным в широких народных массах.

В Комиссии по изучению четвертичного периода А. П. Павлов состоял председателем с первого дня ее основания и до последнего дня своей жизни.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1931 • BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE • № 3

Г. Ф. МИРЧИНК

РАБОТЫ А. П. ПАВЛОВА В ОБЛАСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

А. П. Павлову, вскоре после начала его исследовательской деятельности, пришлось встретиться с непроработанностью вопроса о типах континентальных четвертичных отложений. В то время они больше фигурировали под названием наносов, или в лучшем случае из них выделялись те или иные стратиграфические горизонты и выяснялся их генезис. Так, С. Н. Никитиным был исследован вопрос о генезисе так называемых верхневалунных песков, и П. Я. Армашевским дана попытка объяснения способа образования украинского лесса и т. д.

А. П. Павлов в 1888 г. в статье «Генетические типы материковых образований» первый дает их стройную классификацию и выделяет аллювий, делювий, элювий и эоловые образования. Сильнейшее развитие тех же идей мы находим в статье «О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод», вышедшей в 1899 г., в которой в то же время впервые дается геологическое обоснование геоморфологии нашей равнины. В частности мы тут находим подчеркивание аккумулятивных процессов, подробное обоснование роли суффозии или подземного подкапывания.

С этими явлениями подкапывания связывается им асимметрия балок и речных долин. Ключи, вытекающие из-под крутого склона, по падению пласта, вызывают обрушивание выше лежащих слоев и создают крутой склон. На противуположной стороне долины идет постепенное замывание склона.

Широкое распространение явлений асимметрии склонов речных долин и балок на юго-востоке Русской равнины с широким развитием делювиальных шлейфов на пологих склонах создало там благоприятную обстановку для образования лессовидных пород делювиального происхождения, замещающихся местами лессом. А. П. Павлов, работая детально первые годы своей научной деятельности преимущественно на юго-востоке, и сделался поэтому горячим сторонником теории делювиального способа происхождения лесса.

Позднее, в 1903 г., после путешествия по Средней Азии, он развил эти идеи дальше и создал теорию пролювиального происхождения среднеазиатского лесса. Эти свои соображения он затем широко обобщил и стал вообще отрицательно относиться к эоловому фактору в образовании лесса. В частности он распространил эти выводы и на Украину, не учтя там иных условий залегания лесса. В этом отношении он сделал ту же ошибку, как и другой крупный специалист в области четвертичных отложений, П. А. Тутковский, который свои выводы о происхождении лесса получил на данных из Украины, где лесс действительно окутывает сплошной пеленой все водоразделы, и перенес на восток, не проанализировав в должной степени фактический материал.

Работая над генетическими типами материковых четвертичных отложений, А. П. Павлов не мог не заняться их стратиграфией, а, следовательно, и историей четвертичного периода. Применяя широко метод генетического изучения четвертичных отложений, А. П. Павлов скоро увидел, что господствовавшие воззрения С. Н. Никитина о простом трехчленном делении ледниковых отложений на нижневалунные пески, морену и верхневалунные пески и об однократном оледенении большей части Русской равнины нуждаются в пересмотре. А. П. Павлов скоро стал на точку зрения полигляциализма. Красочное выражение это воззрение находит себе в университетской актовой речи 1913 г. «О геологической истории Европейского континента». Он в ней рисует картину грандиозного оледенения еще до конца плиоцена, когда в область Средиземья проникают холодные воды с такой фауной как *Cyprina islandica*, и ледник спускается к Сталинграду, и талые воды его проникают далеко на юг.

Начало четвертичного периода застает нашу равнину с умеренным и влажным климатом с *Elephas wusti* и *Paludina diluviana*. В то же время происходит широкое развитие морской трансгрессии в бассейн Сев. Двины и Печоры.

Следующее оледенение достигает Медведицы и Кременчуга и отвечает красной линии шестидесятиверстной геологической карты. Одновременно, южнее происходит образование лесса. Живет мамонт, северный олень, овцебык. При отступании ледника в местах покатых к северу происходит подпруживание вод и отложение блуждающими потоками боровых песков.

В следующую затем межледниковую эпоху мамонтовая фауна постепенно отступает на север и уступает место, частью смешиваясь с ней, фауне более южной с *Elephas antiquus*, *E. trogontherii*(?), *Rhinoceros mercki* во главе. В это же время в Европе существует неандертальский человек.

Затем еще раз воды спускаются на юг в область озерного края. Мамонтовая фауна исчезает вместе с исчезновением этого ледникового покрова.

Незадолго перед этим по рекам и озерам в Черноморскую впадину проникает *Cardium edule* и оттуда по озерам и протокам Кума-Манычской

низменности проникает в Каспий, и только позднее происходит образование Дарданелл и Черного моря в современном его виде.

Дальнейшее развитие эти идеи получают в речи в Академии Наук 29 декабря 1921 г. под названием «Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека».

В этой работе он подробно разбирает фактический материал Западной Европы и Русской равнины и проводит синхронизацию четвертичных отложений равнинной Европы с альпийскими и пускает в широкое обращение такие альпийские термины для обозначения отдельных горизонтов ледниковых отложений равнинной Европы как миндельское, рисское и вюрмское оледенения.

Для обоснования этих выводов он последовательно разбирает сначала стратиграфию и фауну четвертичных отложений средней континентальной Европы, берет в качестве опорных разрезы окрестностей Берлина и приходит к заключению, что там имеются морены вюрмского, рисского и миндельского оледенений. Фауну рисс-вюрмских межледниковых отложений, состоящую из мамонта, сибирского носорога, северного оленя, мускусного быка, пещерного медведя и изредка *Elephas antiquus* и *Rhinoceros mercki* он называет рихсдорфской. Для межледниковых отложений, заключающихся между рисской и миндельской моренами он считает характерными *Paludina deluviana, Valvata naticina, Bythinia tentaculata.* Более теплолюбивую фауну рисс-вюрмского межледникового времени, отвечающую кульминационному моменту того же времени, он называет рабутской.

Эта лесная фауна не содержит уже таких северных форм как северный олень, мускусный бык, мамонт, сибирский носорог и, наоборот, характеризуется *Elephas antiquus, Rhinoceros mercki*, первобытным быком, древним зубром, лосем, великорогим оленем, благородным оленем и др. К этому же рисс-вюрмскому межледниковому времени он относит пещерную стоянку человека в долине Неандера близ Дюссельдорфа с остатками черепа человека, получившего название *Homo neandertalensis* и остатками орудий мустьерского типа. Более древнюю Ашельскую культуру он относит к тому же рисс-вюрмскому межледниковому времени, но к более древнему ее моменту, когда существовала рабутская фауна. Шельскую культуру он относит уже к миндель-рисскому времени. Миндельское оледенение по его представлениям может быть было даже максимальным и простиралось в средней Европе южнее рисского. С миндельским оледенением, его концом, он связывает время образования нижнего гравия Мауера близ Гейдельберга, из которого происходят остатки челюсти гейдельбергского человека.

Сопоставляя четвертичные отложения Германии с соответственными отложениями Великобритании, он тоже расходится с господствующими в Англии взглядами Дж. Гейки и считает, что миндельское оледенение

доходило до Лондона. Сообразно с этим он известным отложениям лесного крага Кромера приписывает доминдельский возраст.

Сообразно со своим воззрением о том, что максимальным оледенением было миндельское, он уже не относит, как это он делал в 1911 г., время проникновения холодной фауны в Средиземное море к плиоцену, а считает ее миндельской.

Более древние оледенения, вызвавшие появление у берегов Англии холодной фауны Норвичского и Чайльдфордского крагов, он сопоставляет с гюнцским оледенением Альп и относит к плиоцену.

Сообразно с изменившимися, по сравнению с 1911 г., взглядами на время развития максимального оледенения в Европе и с выдвижением идеи о трехкратном развитии ледниковых явлений в течение четвертичного периода, а не двукратного, как он думал в 1911 г., меняется его представление о развитии ледниковых явлений на площади Русской равнины.

Миндельское оледенение распространилось здесь на юг почти так же далеко, а может быть дальше, чем оледенение рисское. В частности, с миндельским оледенением он связывает буровато-красные глины с кремневыми валунами Ергеней Балыклейского грабена.

Предшествующее рисское оледенение на юго-востоке не доходило до пределов распространения миндельского оледенения,—границы его распространения примерно очерчиваются красной линией шестидесятиверстной карты Геологического комитета.

Бореальная трансгрессия уже относится к рисс-вюрмскому времени. Граница вюрмского ледника им точно не определяется, так как ледниковые воды более поздней стадии ее сильно замаскировали. Лучше намечаются стадии отступания Вюрмского ледника, сообразно с чем балтийскую, южно- и средне-скандинавскую конечно-моренные зоны он соответственно сопоставляет с бюльской, гшницской и даунской стадиями Альп.

Как в 1911 г., он время проникновения средиземноморских вод в область черноморской впадины связывает с концом вюрмского времени.

Подводя итоги своему синтезу по истории четвертичного периода, А. П. Павлов вносит предложение пересмотреть существующую номенклатуру и называть кайнозойскую эру—третичной эрой и делить ее на три периода: палеогеновый, неогеновый и антропогеновый, приравнивая последний к четвертичному периоду.

Развитые в упомянутой речи А. П. Павлова соображения получают дальнейшее обоснование в работе «Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы и ископаемые люди Западной Европы», в которых он дает палеографические карты распространения миндельского, рисского и вюрмского оледенений и синхроничных им морских трансгрессий, приводит описание пресноводной фауны и высказывает свои соображения о происхождении обитателей Европы, придавая большое значение галлейхилл-

скому человеку, который в Европе существовал с миндель-рисского времени и дал начало северной расе, корень которой надо искать на юго-востоке.

Из сказанного явствует, что А. П. Павловым проделана большая работа по установлению стратиграфии и возраста четвертичных отложений как Русской равнины, так и Западной Европы и его ученикам, имея такую твердую базу, представляется благодарная задача дальше развивать начатое им дело.

СПИСОК РАБОТ А. П. ПАВЛОВА ПО ЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ

1. Краткий очерк геологического строения местности между Волгой и Свиягой в Симбирской губ. Изв. Геол. ком., т. V, 1886, № 2.

2. Краткий очерк геологического строения Приалатырского края. Там же, т. VII, 1888, № 6.

3. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. Там же, т. VI, 1888, № 9.

4. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. Вестн. Естествозн., 1890, № 8.

5. Краткий очерк геологического строения местности между р. Сурою и верховьями Барыша и Сызрани. Изв. Геол. ком., т. X, 1890, № 6.

6. О геологических причинах, обусловливающих рельеф равнинных местностей и различие в форме склонов речных долин. Прот. IX Съезда русск. естествоисп. и врач., 1893.

7. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землевед., т. V, 1898.

8. О туркестанском и европейском лессе. Прот. зас. Моск. общ. исп. прир., 1903.

9. О туркестанском лессе и близких к нему образованиях. Докл. в Почв. ком. Моск. общ. сельск. хоз., 1908. (Прот. в журн. Почвоведение).

10. О неогеновых и послетретичных образованиях Низового Поволжья. Дн. XII Съезда русск. естествоисп. и врач., 1910.

11. По поводу доклада А. Д. Архангельского о валунных образованиях Южного Поволожья. Там же, 1910.

12. О геологической истории Европейского континента. Актов. речь на год. собр. Моск. унив. в 1914 г. Отч. Моск. унив. за 1913, 1914.

13. Ледниковые и межледниковые эпохи Европы в связи с историей ископаемого человека. Речь на годовом Общем собрании Академии Наук 29 декабря 1921, 1922.

14. Époques glacières et interglacières de l'Europe et leur rapport à l'histoire de l'homme fossile. Бюлл. Общ. исп. прир., т. XXX, 1922.

15. Ископаемые черепа, найденные на правом берегу Волги близ с. Ундоры и их место в серии европейских ископаемых черепов. Антропол. журн., 1924.

16. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мем. Геол. отд. Общ. люб. естествозн., антр. и этн., 1925, вып. 5.

БИБ
Геолого
Акаде
С

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1931 • BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE • № 3

N. KNIPOVIČ (N. KNIPOWITSCH)

RASCHE VERÄNDERUNGEN HYDROLOGISCHER UND BIOLOGISCHER VERHÄLTNISSE IM BARENTS-MEER

Im Jahre 1921 bot sich mir, während eines kurzen Aufenthalts auf der Biologischen Station Alexandrowsk (Murman-Küste, nördlicher Teil des Kola-Fjords) die Gelegenheit eine rasche und sehr wesentliche Veränderung der Temperaturverhältnisse im südwestlichen Teile des Barents-Meeres festzustellen.

Nach einem 15 Jahre langen Intervall hat die Station Ende Mai dieses Jahres (29—31 V 1921) wieder einen hydrologischen Schnitt den Meridian des Kola-Fjords entlang ausgeführt. Eine Untersuchung der dabei erhaltenen Ergebnisse zeigte mir sogleich eine grosse Veränderung der Temperaturverhältnisse gagen das, was vor 15—20 Jahren fortwährend beobachtet wurde.

Das Wetter war während dieser Fahrt leider ungünstig und man war gezwungen sich mit Stationen unter 69,5, 70, 70,5, 71, 71,5 und 72° N zu begnügen; auf der weiteren Station (72,5° N) ist es nur gelungen hydrologische Beobachtungen in der Tiefe von 200 und 250 *m* auszuführen. Eine Fortsetzung des Schnitts nach Norden war unmöglich.

Eine von mir konstruierte graphische Darstellung des Schnittes mit Isothermen, Isohalinen und Isoxygenen lieferte im ganzen das gewöhnliche Bild der hydrologischen Verhältnisse in diesem Teile des Barents-Meeres, welche von mir vor etwa 20 Jahren festgestellt waren. Neu und unerwartet war dagegen die beträchtlich höhere Temperatur des Wassers in allen Stationen des Schnittes.

In meiner Ahhandlung über die Hydrologie des europäischen Eismeeres [1] fand ich zwei Schnitte in derselben Richtung und mit Stationen in fast derselben Lage, die ebenfalls Ende Mai ausgeführt worden waren und zwar 28—30 V 1900 und 27 V—1 VI 1901.

Eine Zusammenstellung der Temperaturen auf Stationen ungefähr unter 70,5, 71, 71,5 und 72° N in den Jahren 1900, 1901 und 1921 zeigt, dass im

[1] N. M. Knipowitsch. Grundzüge der Hydrologie des Europäischen Eismeeres. Verh. K. Russ. Geogr. Ges., Bd. XLII, St. Pet. 1906 (russisch mit deutschem Resumé).

Jahre 1921 dieselben in Tiefen von 0—200 *m* um 1.06—3.48° höher waren und dass die mittlere Differenz + 1.9° betrug. Fast dieselbe Differenz in Tiefen von 0 — 200 *m* (nämlich + 1.85°) finden wir unter 69°30′ N zwischen den Grössen von 1921 und 1900.

Eine Zusammenstellung der Temperatur des Wassers im Mai 1921 mit der Temperatur auf 38 Schnitten in verschiedenen Jahreszeiten, welche in den Jahren 1900 — 1906 ausgeführt waren, zeigt dass die Temperatur im Jahre 1921 jedenfalls höher war.[1]

Auf Grund dieser Ergebnisse über die Temperatur war man berechtigt auch Veränderungen in den biologischen Verhältnissen vorauszusehen. Das war auch der Fall. Drei vertikale Fänge mit einem qualitativen Plankton-Netz im Kola-Fjord und im Hafen von Alexandrowsk (Hafen Jekaterininskaja) lieferten je einige Exemplare der kolonialen Radiolarie *Collozoum*, welche früher weder im Kola-Fjord und im Hafen von Alexandrowsk, noch überhaupt in den von unseren Expeditionen untersuchten Teilen des Barents-Meeres (östlich von Finmarken) jemals beobachtet wurde. Im Herbst desselben Jahres fand man beträchtliche Massen von Kabeljau (*Gadus callarias*) weit östlicher als früher.

Im Vergleich zu den Jahren 1900—1906 ergaben die Untersuchungen der folgenden Jahre ebenfalls höhere Temperaturen des Wassers im südwestlichen Teile des Barents-Meeres.

In diesen Jahren fanden beträchtliche Schwankungen der Temperatur des Wassers statt,[2] aber im grossen and ganzen müssen wir diese Periode als eine wärmere in Vergleich mit den ersten Jahren des Jahrhunderts (jedenfalls mit den Jahren 1900—1906) betrachten.

Die Veränderungen im thermischen Regime des Barents-Meeres wurden von Veränderungen in der Zusammensetzung und der Verteilung der Fauna begleitet.

Die Untersuchungen über die Fauna der marinen quaternären Ablagerungen auf der Murman-Küste in den Jahren 1889—1900 (von Prof. V. Faussek und S. Herzenstein, später von dem Autor des vorliegenden Aufsatzes) haben u. a. eine Reihe von Arten geliefert, welche im lebenden Zustand an der Murman-Küste trotz vieljährigen sehr eingehenden malakologischen

[1] N. M. Knipowitsch. Über die thermischen Verhältnisse des Barents-Meeres im Ende Mai 1921. Bull. d. Hydrol. Inst., 1921 (russisch).

[2] K. M. Derjugin. Das Barents-Meer auf dem Kola-Meridian (33° 30′). Abh. d. Nord. Wiss.-Prakt. Exped., Lief. 19, 1924 (russisch mit englischem Resumé); Idem. Das Barents-Meer längs dem Kola-Meridian (33° 30′ östl. L.) (mit Tafelbeilagen XVI—XVIII). Intern. Rev. d. ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., Bd. XII, H. 3—4, 1924; Idem. Vergleichende Schätzung der Resultate der hydrologischen Schnitte längs dem Kola-Meridian. Trav. de la Stat. Biol. de Murman de la Soc. des Natur. de Leningrad, vol. I, 1925 (russisch mit deutschem Resumé).

Untersuchungen (von S. Herzenstein und später von N. M. Knipowitsch) nie gefunden worden sind, nämlich *Gibbula tumida*, *Gibbula cineraria*, *Utriculus truncatulus*, *Kellia subauricularis*, *Venus gallina*; im Meere wurden leere Schalen von *Cardium edule* gefunden. Die Ablagerungen, in welchen die erwähnten Arten gesammelt wurden, werden als postglaziale betrachtet.[1]

Während der seit 1921 angestellten zoologischen Untersuchungen wurden einige von den oben erwähnten Arten im Kola-Fjord lebend gefunden (*Gibbula tumida*, sehr zahlreiche Exemplare von *Cardium edule*). Einige früher selten vorkommende Arten wurden öfter erbeutet (z. B. *Echinus esculentus*). Man fand auch verschiedene Arten, welche früher weder im lebenden noch im toten Zustande an der Murman-Küste bekannt waren (z. B. *Acera bullata*).

Gleichzeitig wurden Nutzfische atlantischer Herkunft, besonders der Kabeljau (*Gadus callarias*), weiter nach Ost und Nordost als früher massenhaft erbeutet.

Eine Veränderung der Temperatur des Wassers unter dem Einfluss grösserer Massen warmer atlantischer Wässer genügte also um im Laufe von wenigen Jahren (einem Augenblick vom geologischen Standpunkte aus) solche Veränderungen in der Fauna des Meeres hervorzurufen, welche in der Regel grosse Zeiträume erfordern.

Wir haben es hier wohl mit einem Grenzgebiet zu tun, welches zwischen dem Bereich der warmen atlantischen Strömung und der kalten Sphäre des östlichen Teiles des Barents-Meeres zu liegen kommt. Nichtsdestoweniger scheinen mir die angeführten Tatsachen eine gewisse allgemeine Bedeutung zu haben. Beträchtliche Veränderungen in der Verteilung der Fauna, und zwar nicht nur der beweglichen Elemente des Planktons und des Nektons, sondern auch der Bestandteile des Benthos, können unter gewissen Umständen in der kurzen Zeitspanne von wenigen Jahren geschehen.

---

[1] N. M. Knipowitsch. Zur Kenntnis der geologischen Geschichte der Fauna des Weissen und des Murman-Meeres. Verh. d. K. Russ. Min. Ges. zu St. Petersburg, 2. Serie, Bd. XXXVIII, № 1, 1900.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1931 • BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE • № 3

Н. Н. УРВАНЦЕВ

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ТАЙМЫРА

До последнего десятилетия вопрос об оледенении севера Сибири, не считая ее северозападной части, оставался открытым. Причиной этого являлась почти полная необследованность всей этой территории, суровой и безлюдной, в значительной степени лежащей севернее полярного круга, а, главное, мнение, основанное на авторитетном взгляде Воейкова, что по климатическим условиям в Сибири сколько-нибудь крупного оледенения быть и не могло. Поэтому те немногочисленные исследователи, которые посетили в прошлом столетии Таймырский край, если и обнаруживали там признаки оледенения, то стремились объяснять их или другими причинами, или придавали им узко местное значение.[1] Из новейших исследователей лишь Э. В. Толль[2] указал на ряд признаков оледенения вдоль западного берега Таймырского полуострова, объясняя это наличием здесь в четвертичное время сплошного ледяного покрова. Наоборот, И. П. Толмачев[3] для посещенной им восточной части полуострова отрицает оледенение совершенно, считая даже образования, принятые Толлем за ледниковые, — лишь псевдоледниковыми.

Автором этой работы в течение десятилетнего периода своих исследований в пределах Туруханского края, в связи с изучением геологического строения последнего, и поисками и разведками полезных ископаемых, был собран обширный материал, позволяющий в настоящее время представить общую картину и характер четвертичного оледенения.

[1] А. Миддендорф. Путешествие на север и восток Сибири, СПб., 1860.—F. Schmidt. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthcadavers an den Unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mém. de l'Acad. des sc., 1872, sér. VII, XVIII, № 1.— И. А. Лопатин. Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам р. Енисея к северу от 60° с. ш. Зап. Русс. Геогр. общ., IV, 1871.

[2] Э. В. Толль. Заметки о некоторых геологических наблюдениях, произведенных во время плавания яхты «Заря» 1900 г. Изв. Акад. Наук, 1901, XV.

[3] И. П. Толмачев. Хатангская экспедиция Русского Географического общества. Тр. Троицко-Кяхт. отд. Русск. Геогр. общ., IX, вып. 1, 1906.

Но прежде чем перейти к рассмотрению этого вопроса, дадим вкратце и схематически орографический и геологический очерк края, необходимый для понимания и правильного толкования ледниковых явлений. В общем, территория Таймыра может быть подразделена на три основных участка: плато Быррапга на севере, Средне-Сибирское плато на юге и низменность тундры, расположенную между этими плоскогорьями.

Плато Быррапга в общих чертах представляет однобокий массив, ограниченный на юге по поясу тектонического разлома, крутыми, обрывистыми склонами до 500 — 600 *м.* абс. выс., на севере постепенно снижающийся к побережью Ледовитого моря и превращающийся здесь в ряд невысоких, весьма пологих увалов и возвышенностей не более 50 — 100 *м* абс. выс., кое-где разбросанных среди низменности побережья.

Характер более или менее сплошного массива Быррапга приобретает лишь восточнее р. Пясины, которую пересекает примерно под 73°10′ с. ш. Западнее он представляет лишь скопления пологих увалов и возвышенностей до 100—200 *м* абс. выс., которые, постепенно снижаясь, подходят к р. Енисею двумя ветвями: у Гольчихи и о. Диксона. Восточнее Пясины крутые склоны плато тянутся в ВСВ направлении, местами резко обрываясь к прилегающей с юга тундре, местами образуя к ней переходы в виде увалистых предгорий в 100—200 *м* абс. выс. и ширины в 3—10 *км.* Восточнее р. Таймыра южная граница плато идет по северному берегу озера Таймырского, все в том же ВСВ направлении, распадаясь у Хатангской губы как и около Енисея на ряд невысоких увалистых возвышенностей.

Средне-Сибирское (по терминологии автора Центрально-Сибирское) плато с северной стороны, так же как Быррапга с южной, ограничено поясом разлома ВСВ простирания, образуя крутые и обрывистые склоны, которые тянутся от Пясинского озера на ВСВ до р. Хатанги и далее к рр. Анабару и Оленеку.

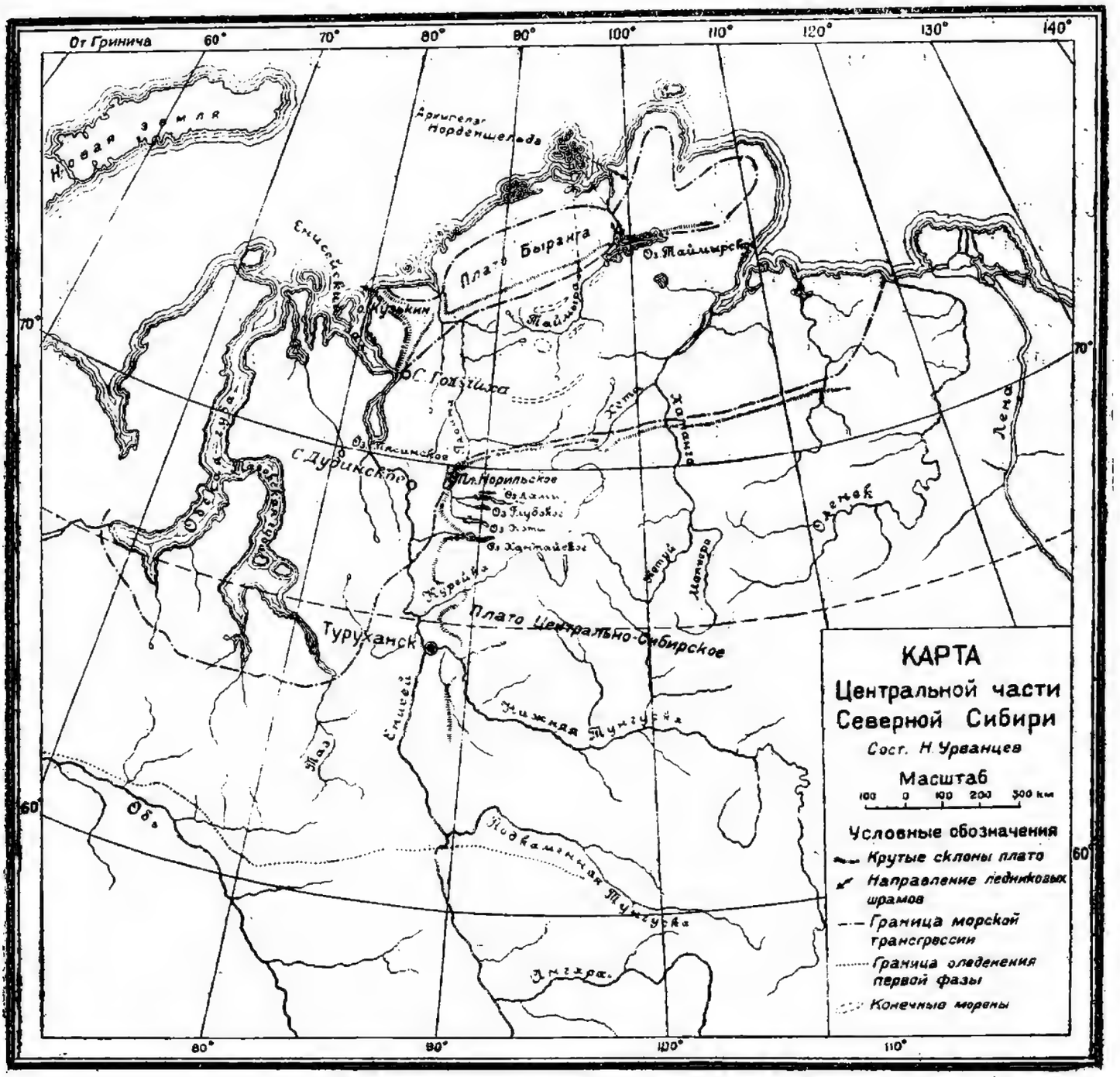
На западе, плоскогорье, наоборот, снижаясь довольно постепенно, переходит в пологие увалистые предгорья, которые, километров 50 — 100 восточнее р. Енисея, незаметно сливаются с прилегающей низменно-холмистой тундрой.

Высота плато в северной и северозападной части, где оно известно под именем Норильского, достигает 500 — 600 *м* абс. выс., в центральных же участках, в верховьях рр. Курейки и Хеты, она доходит до 1000 *м* и даже 1500 *м* абс. выс.

Благодаря ледниковым и водно-эрозионным процессам Центрально-Сибирское плато в настоящее время расчленено обширными долинами на ряд отдельных участков, образующих водоразделы между современными речными системами, так что эти участки связаны между собою, да и то лишь отчасти, только в верховьях долин. Поэтому среди них выделяют Тунгусские, Вилюйские, Хантайские, Норильские и др. столовые горы, которые в свою

очередь кое-где подразделены еще более дробно, что зависит от степени посещаемости, исследованности и населенности данного участка.

Низменность тундры, расположенная между плато Бырранга и Центрально-Сибирским и к западу от последнего представляет низменную плоско-



Фиг. 1.

холмисто-увалистую равнину с относительными высотами возвышенностей в 5—10—20 *м* редко более. Абсолютная высота 30 — 40 *м* в среднем. Кое-где на этой равнине разбросаны более высокие гряды и возвышенности большей частью широтного или близкого к нему простирания в 100—150 *м* абс. выс.

Западнее Енисея низменность Енисейской тундры сливается с Западно-Сибирской, простирающейся вплоть до Полярнаго Урала.

Как Бырранга, так и Центрально-Сибирское плоскогорье, в их современном виде, своим возникновением обязаны радиальным дислокациям позднейшего времени, конца третичного, вероятно отчасти даже четвертичного.

В настоящее время наметились два основных направления, по которым шли эти разломы: 1) ВСВ и 2) ССЗ до ССВ. Первое (ВСВ) выражено весьма отчетливо, хорошо проявляясь, повидимому, на всем пространстве Таймыра. Взбросы этого простирания определили основные границы плато Бырранга с юга и Центрально-Сибирского — с севера. Характерно, что для Бырранга ВСВ направление новейших дизъюнктивных дислокаций вполне совпадает с направлением более древней мезозойской пликативной складчатости, развитой несколько севернее, в средней части плато. Второе направление разломов (ССЗ до ССВ) выражено слабее, обнаруживая в простирании колебания.

Для Бырранга более характерно ССВ, для северозападной части Центрально-Сибирского — ССЗ направление. В общем оба плоскогорья следует рассматривать как сложные горстовые системы, отдельные участки которых перемещались на различную, относительную высоту в разное время, с третичного периода и до современного.

Сложено Центрально-Сибирское плоскогорье, главным образом, пермскими угленосными отложениями (тунгусской свитой), спокойно, в общем, лежащими с интрузиями и экструзиями сибирских траппов (диабазов) как в виде пластовых залежей и интрузивных тел, так и потоков и покровов, переслаивающихся с туфами. По периферии развит преимущественно кембро-силур, представленный существенно известняками и известковистыми мергелями. Кембро-силур подстилает и тунгусскую свиту, обнажаясь здесь кое-где по тальвегам наиболее глубоких долин.

Плато Бырранга в нижней части сложено также тунгусской свитой с интрузиями и экструзиями траппов в тех же взаимоотношениях, что и в Центрально-Сибирском плоскогорьи. Севернее, в средней части плато на тунгусскую свиту, здесь сильно дислоцированную, надвинута на протяжении десятков километров так же сильно складчатая толща силурийских, может быть частью девонских, известняков, на которую вблизи побережья, в свою очередь, повидимому, надвинута еще более дислоцированная свита кристаллических сланцев, кварцитов, реже известняков, вероятно протерозойского возраста. На северо-запад от устья р. Таймыра на побережьи и близлежащих островах (о. Таймыр, архипелаг Норденшельда и др.) развиты граниты, гнейсы, гранатовые и другие динамо-метаморфические породы. Общее простирание пликативной складчатости и надвига, названнаго автором «Таймырским», — ВСВ. Направление орогенетического давления шло с ССЗ.

Низменность тундры между плато Бырранга и Центрально-Сибирским сложена главным образом четвертичными отложениями, среди которых островами кое-где обнажаются подстилающие породы—тунгусская свита.

После этого краткого вступления перейдем к нашей теме.

Следы оледенения в строении современного рельефа Таймырского края проявляются в той или иной степени повсюду.

Прежде всего, это отчетливо можно наблюдать в пределах плоскогорий, где значительное большинство долин являются несомненно ледниковыми. Например, в Норильском районе плато расчленяется рядом крупных, широких долин, образующих весьма сложную ветвящуюся систему. Поперечный профиль долин, особенно более мелких, весьма типичен и своеобразен, имея характерную желобообразную форму с крутыми обрывистыми бортами до 500—600 *м* отн. выс. и мягким корытовидным дном. Кое-где в таких долинах (напр. долины Лома, Глубокая и др.) в верхних частях их бортов на высоте около 400 *м* над уровнем дна можно наблюдать переход крутого склона в более пологий с образованием перелома в поперечном профиле,—перелома, в котором не трудно узнать плечо трога. Впрочем, это явление удается наблюдать довольно редко, так как физическое выветривание, всегда резко проявляющееся в этих полярных широтах, почти всюду успело уже замаскировать излом.

Размеры долин, даже наиболее мелких, поражают своей грандиозностью. Ширина доходит до 1 — 2 *км* минимум, при длине, измеряемой десятками километров. Крупные же имеют в поперечнике десятки, а по протяжению — сотни километров. Например, долина Микчанды в Норильском районе имеет ширину около 25—30 *км* и прослеживается от Медвежьяго Яра (шир. 70°31.9′; долг. 90°59.9′) у северного склона плато до долины р. Курейки, т. е. на протяжении более, чем 300 *км*. Несмотря на столь крупные размеры этой долины ее современная гидрографическая сеть отличается ничтожной величиной, находясь в полном с ней несоответствии. В северной части бежит незначительная речка Микчанда, текущая на юг в оз. Лама; в средней части находится оз. Мелкое, в которое по долине с юга бежит р. Рыбная. Южнее же оз. Кэта нет даже сколько-нибудь крупных ручьев, не говоря уже о речках.

Такое несоответствие между современной гидрографической сетью и вмещающими долинами—явление для района типичное. Часто древний уклон долин диаметрально противоположен современному течению потока; иногда ручьи, начинаясь где-либо из озер и болот в средней части долины, бегут оттуда в разные стороны, связывая между собой различные речные системы. Ледниковый характер имеют долины и более южных участков. К этому типу относятся долина р. Хантайки с ее притоками, р. Курейка и др., но здесь их происхождение видно менее ясно, благодаря занесенности и далеко зашедшим процессам водной эрозии.

В пределах плато Быррангa ледниковые долины также пользуются большим развитием, хотя и не образуют столь сложной и хорошо развитой сети, как в Центрально-Сибирском плоскогорьи. В Быррангe долины имеют чаще всего более простые грубые формы, значительные размеры и простираются преимущественно в меридиональном направлении. Желобообразный характер выражен всюду весьма отчетливо, но плеч трога нами не наблюдалось нигде.

Современная речная сеть здесь почти исключительно приурочивается к ледниковым долинам, например, по ним в пределах плато бегут верховья р. Верхней Таймыры и ее главные левые притоки, а Нижняя Таймыра, пересекающий Быррангу вкрест, протекает по ледниковой долине на всем ее протяжении.

Из второстепенных форм рельефа нередки кары, пользующиеся значительным развитием в Норильском районе. Расположены они в среднем на высоте около 350 *м* над уровнем долин главным образом на крутых, мало расчлененных склонах. Кары, в настоящее время являясь хорошими водосборными бассейнами, служат отправными пунктами формирования современных водноэрозионных долин и ущелий. Кроме каров встречаются и цирки, образующие обширные амфитеатры в верховьях некоторых ледниковых долин.

Висячие долины встречались в долине Лама, где они расположены на высоте около 300 — 350 *м* над уровнем озера.

В поперечном сечении висячие долины имеют отчетливую корытообразную форму, имея таким образом тоже ледниковое происхождение.

Все эти второстепенные формы рельефа отмечены главным образом для Норильского района, но, конечно, лишь благодаря его большей изученности. По мере расширения и детализации исследований они без сомнения будут констатированы и в других местах.

В ледниковых долинах плоскогорий встречаются участки, заполненные длинными, узкими и глубокими озерами. Длина их достигает иногда 100 *км* и более при ширине в нижней части до 20 *км* и значительной, подчас, глубине до 200 *м* и более. Такие озера расположены, например, в боковых широтных долинах, впадающих с востока в меридиональную долину Микчанды, причем расположены они так, что нижние части их приходятся у устьев долин. Три озера принадлежат к системе р. Пясины (озера Лама, Глубокое, Кэта), четвертое, Путармо (Хантайское)—к системе р. Хантайки, падающей в Енисей под 68°5.1′ с. ш. Такого же типа озера известны в верховьях рр. Курейки, Хеты, а по мере расширения исследований, без сомнения, будут обнаружены и на многих других реках и речках, в пределах Центрально-Сибирского плато. Озера эти представляют затопленные участки ледниковых долин, углубленные здесь ледниками, или опустившиеся в послеледниковое время по линиям тектонических разломов. В некоторых случаях, как,

например, для Норильских озер, повидимому, имело место и то, и другое явление.

Штрихованные и обработанные льдом скалы, являющиеся одним из неоспоримых доказательств былого оледенения, в Таймырском крае встречаются повсюду.

В Норильском районе они в изобилии наблюдаются в долинах Лама, Кэта и Глубокое, где еще сохранили штриховку простирания 265°; в Норильской и др. долинах западной части, лбы и курчавые скалы также не редки, но штриховка и борозды, благодаря физическому выветриванию и работе лишайников, уже исчезли.

Далее, бараньи лбы встречены автором по р. Хантайке в ее верховьях, по Хантайскому озеру и в предгорьях плато по западным и северным его склонам, где они большей частью прикрыты моренными отложениями, под которыми лишь угадываются их округлые формы. Ручьи и речки, размывая эти рыхлые отложения, иногда вновь вскрывают целиком или отчасти такие курчавые скалы, с подчас еще сохранившимися штрихами и полировкой.

Еще бóльшим развитием лбы и курчавые скалы пользуются в пределах плато Бырранга, во многих местах имеющего целиком округлые, сглаженные «курчавые» очертания.

Такой «курчавый» вид имеет, например, Бырранга на запад от р. Пясины вплоть до р. Енисея, или скалистый о. Кузькин, представляющий конечную часть северной ветви отрогов Бырранга, сглаженный и округленный со следами полировки, бороздами и штрихами простирания ВЗ, находимыми повсюду как у воды, так и на высоте 30—40 *м*.

В Каирских горах, являющихся южной ветвью Бырранга, подходящей к Енисею около Гольчихи, по рр. Губа-Урек и Зырянке И. А Лопатиным еще в прошлом столетии были обнаружены куполовидные вершины, частично прикрытые четвертичными отложениями, со штрихами и бороздами в направлении 130° истинного меридиана. В месте пересечения Бырранга р. Пясиной по берегам в изобилии разбросаны курчавые скалы, куполовидные вершины и бараньи лбы до 30 *м* высоты при длине до 50 — 100 *м*. Лбы вытянуты в направлении ЮВ — СЗ с пологими склонами на ЮВ, несущими множество борозд и царапин в направлении 335° истинного меридиана.[1]

В пределах бассейна р. Таймыра склоны Бырранга тоже нередко имеют округлые, курчавые очертания, особенно в предгорных участках, причем размеры отдельных отполированных льдом возвышенностей достигают сотен метров высоты. Форму бараньих лбов имеют и каменистые островки на оз. Энгельгардта в Таймырской ледниковой долине, о-ва Бётлинга и Саввича на Таймырском озере.

[1] И. А. Лопатин. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г. Зап. Русск. Геогр. общ., СПб., 1867, стр. 320—321.

Выходы коренных пород, обнажающихся из-под четвертичных отложений низменной тундры всюду округлены и оглажены, причем верхние части таких увалов и сопок, как правило, сложены диабазами пластовых интрузий, предохранившими благодаря своей стойкости нижележащую более слабую осадочную угленосную свиту от ледниковой абразии.

Следы штриховки на скалах обнаружены во многих местах и в районе р. Таймыра. В средней ее части ниже устья р. Логаты, на вершине сопки-останца диабазовой дейки, в предгорьях плато, шрамы имеют простирание 185°, с пологим склоном, направленным на север, откуда таким образом и шло движение льда.

Затем в верховьях р. Фады́-Куда́, на поверхности диабазовой сопки, высотой 65 *м*, ледниковые борозды идут на 178°. В северевосточной бухте Таймырского озера на о. Бётлинга, сложенного диабазом и имеющего форму гигантского бараньего лба, метров 60 высотою, на отдельных отполированных участках шрамы имеют простирание 150°. Наконец в Таймырском заливе на мысу Сланцевом (шир. 76°8.6′, долг. 99°54′15″) на поверхности отполированных выходов кристаллических сланцев, пологими склонами обращенных на СЗ, имеются две системы шрамов: первая — полустерта и неясна, простирание 135° истинного меридиана; вторая — простирание 120°, с ясными и глубокими бороздами, пересекающими первую систему.

Моренные отложения в Таймырском крае пользуются чрезвычайно широким распространением.

Рельеф дна ледниковых долин в горных областях является весьма характерным и ближе всего определяется как замкнуто-холмистый, особенно резко выражаясь в наиболее крупных долинах, например, Норильской, Хантайской, Микчанды и др. Если подняться на поверхность плато и отсюда с высоты 509 *м* взглянуть на поверхность таких долин, то взору наблюдателя представятся обширные плоско-холмистые равнины с бесконечным множеством самых разнообразных по форме и размерам озер, выполняющих замкнутые впадины между увалами.

Одни из озер бессточны, другие сообщаются ручьями и речками, часть которых имеет начало со склонов плато. Обилие озер обусловлено впрочем не только рельефом, но и наличием вечной мерзлоты, залегающей в самое теплое лето на глубине 0.5—1 *м* и образующей непроницаемый для грунтовых вод горизонт.

Глубины озер, заполняющих впадины, так же разнообразны, как и их размеры, причем пропорциональной зависимости между этими величинами часто и не наблюдается. Встречаются озера в сотни и даже тысячи метров в поперечнике при глубине едва в 2—3 *м* наряду с небольшими в 100—150 *м*, но глубиною в десятки метров.

Увалы и холмы, расположенные между впадинами, имеют плавные округлые очертания и разбросаны, или в беспорядке или вытягиваются

грядами вдоль склонов долин. Относительные высоты возвышенностей колеблются в пределах 5—10 *м*, редко 20 *м*. Впрочем попадаются и более высокие до 50 *м*, причем в этих случаях можно установить, что такие холмы сложены коренными породами, лишь прикрытыми оболочкой моренных отложений, из-под которых на вершинах, благодаря денудации, кое-где обнажаются твердые породы со следами ледниковой полировки и штриховки. В боковых частях долин, вблизи их бортов, гряды и увалы располагаются чаще всего параллельно склону, образуя чередующиеся полосы четковидного характера.

В промежутках между грядами лежат группы параллельно вытянутых озер, заполняющих впадины между увалами. Местами можно наблюдать, что и здесь ядро гряд слагается коренными породами, а сами увалы располагаются не только по дну долины, но и по коренному склону, поднимаясь на довольно значительную высоту. В последнем случае прикрывающая оболочка моренного материала постепенно утончается, а затем и изчезает вовсе, так что на некоторой высоте борт долины состоит из коренных пород, отшлифованных в виде характерных курчавых сопок и гряд. Такие «курчавые» склоны особенно развиты в плато Бырранга, как в пределах ледниковых долин, так и вдоль южного его борта. Здесь подчас весь склон до поверхности плато имеет округлые «курчавые» очертания.

Постепенный переход от моренного ландшафта к курчавым скалам можно наблюдать и в более мелких ледниковых долинах. В их нижних частях характер и строение дна таково же, как и в более крупных, но по мере продвижения вверх мощность моренных отложений постепенно уменьшается, наконец в верховьях они исчезают вовсе, и наблюдатель попадает в область бараньих лбов и округлых сопок со всеми их специфическими особенностями.

Характер рыхлого материала, заполняющего дно ледниковых долин и пространства тундры, непосредственно прилежащего к плато, совершенно специфичен и своеобразен, не оставляя сомнения в его происхождении. Это бурые неслоистые карбонатовые глины, со значительным, местами, содержанием валунного и галечного материала в кусках объемом от кубического метра до сантиметра и менее. Рыхлый материал представляет несортированную смесь из мелких песчинок, обломочков пород такого же состава, как галька и валуны, количеством от 1—2% и тончайшей мути, энергично вскипающей с соляной кислотой.

Отложения всюду имеют совершенно однообразный состав, полное отсутствие слоистости и следов каких бы то ни было перерывов в накоплении. Мощность изменяется в широких пределах от немногих метров до нескольких десятков их в различных даже близких друг другу пунктах. Гипсометрически моренные отложения поднимаются по склонам плато

в Норильском районе на 150—200 *м* отн. выс. (300—350 *м* абс. выс.), а в Бырранга они наблюдались местами почти до его поверхности.

Рельеф тундры в непосредственной близости плоскогорий также имеет все специфические черты мореного ландшафта. У склонов Центрально-Сибирского плато местность имеет сильно всхолмленный вид с относительными высотами гряд и увалов до 20—30 *м*, разбросанных то в беспорядке, то вытянутых более или менее параллельно склонам. В замкнутых котловинах лежат озера разнообразной формы и размеров как сточные, так и бессточные, при чем водные уровни даже и близко смежных разнятся нередко на 5—6 *м* и более. Там, где моренные увалы расположены грядами параллельно склонам плато, и озера также имеют вытянутую форму, достигая местами 3—5 *км* длины при ширине 200—100 *м* и менее.

Севернее, вблизи Бырранга, моренный ландшафт с его специфическим замкнуто-холмистым рельефом и бесчисленными озерами в впадинах сохраняется по-прежнему. Это хорошо подметил еще Миддендорф: «вид страны», пишет он о Таймырской тундре, «за исключением растительности, можно сравнить с волнистою местностью на пути из Петербурга в Москву, при переезде через так называемые Валдайские горы».[1] Впрочем такой характер тундра имеет не всюду: во многих, особенно центральных местах вдали от плоскогорий, например, в бассейне р. Дудыпты, Таймырская тундра носит более спокойный, равнинный характер с весьма пологими возвышенностями и увалами, чередующимися с совершенно плоскими низменностями,—лайдами. Черты моренного ландшафта проступают и здесь, хотя и в завуалированном, смягченном виде. Причина этого кроется, как увидим дальше, в частичном перемыве ледниковых отложений бореальной трансгрессией, последовавшей за первой, наиболее крупной фазой оледенения.

Взаимоотношения между трансгрессией и ледниковыми отложениями в пределах тундры яснее всего устанавливаются в береговых разрезах нижнего течения р. Верхней Таймыры. Здесь, например, по правому берегу реки, километрах в 10 выше урочища Ньярá-Моý, имеется следующее типичное обнажение (сверху):

1) Валунные суглинки с обильной галькой и валунами до 1 *м* в диаметре диабазов, окремненных и ороговикованных сланцев, аркозов, известняков, реже гранитов и кристаллических сланцев. Мощность . . . . . 9.0 *м.*
2) Чистые желтые пески без гальки и валунов с раковинами моллюсков морской трансгрессии. Мощность . . . . 10.0 *м.*
3) Иловатые пески с редкой галькой, валунами и раковинами моллюсков. Мощность . . . . . 14.0 *м.*

[1] А. Миддендорф. Путешествие на север и восток Сибири, СПб.,1860, стр. 192.

Книзу они постепенно переходят в

4) валунные суглинки без раковин. Состав валуннаго материала тот же, что и в верхних суглинках. Мощность . . . . . 30.0 *м.*

Здесь трансгрессия, таким образом, по времени была межледниковой, причем горизонт нижних валунных суглинков подвергся лишь частичному перемыву с образованием промежуточного слоя иловатых песков с валунами и раковинами.

Граница бореальной трансгрессии на юге идет вдоль северных склонов Центрально-Сибирского плоскогорья, отделяясь от него поясом моренных отложений и кое-где вдаваясь внутрь некоторых наиболее крупных ледниковых долин. Затем, на западе она поворачивает соответственно завороту склонов плато у оз. Пясинского, отсюда идет на ЮЮЗ, пересекает р. Енисей у Малых Луд под 67.5° с. ш., откуда поворачивает на запад, простираясь до р. Оби и дальше.

Севернее, отложения трансгрессии окаймляют плато Бырранга, также несколько отступя от него. По ледниковым его долинам морские отложения наблюдаются иногда очень далеко вглубь. Например по долине Нижней Таймыры они встречаются всюду, кроме ее средней части около пещеры Миддендорфа.

Гипсометрически отложения трансгрессии с раковинами в северной части, по склонам Бырранга, встречались до 90 *м* абс. выс., а в южной, около Центрально-Сибирского плато, до высоты 50—60 *м.*

Отложения морской трансгрессии в периферических частях бассейна, где море было наиболее мелким, представлены исключительно илами, глинами, глинистыми и иловатыми песками с обильным подчас содержанием валунов, т. е. состоят из слабо перемытых валунных суглинков нижнего горизонта. Такого характера отложения наблюдаются как вблизи Центрально-Сибирского плато, так и плато Бырранга, причем и там, и здесь они и перекрываются, и подстилаются валунными суглинками. В обнажениях очень редко встречаются такие полные разрезы, как по р. Таймыре у Ньярá-Моý. Чаще всего бывает представлена лишь часть его, так что в одних пунктах морские осадки лежат под, в других же над валунными суглинками,[1] что вначале может привести к неправильным заключениям. Вдали от плато в центральных частях низменной тундры верхних валунных суглинков нет, здесь они заменяются синхроничными им флювиогляциальными отложениями, налегающими на морские осадки.

Представлены они тонкослоистыми, иногда диагональными илами, илисто-глинистыми, реже древянистыми образованиями. Флювиогляциальные отложения выше переходят в тундровые и озерные отложения позднейшего

[1] И. А. Лопатин. Дневник Туруханской экспедиции, стр. 57, 84, 108, 130, 136 и др.

времени со следами теплаго века, в виде стволов лиственниц с корнями и сучьями, березы с корою несомненно in situ, кое-где с остатками мамонта и севернаго оленя.

В Таймырской тундре стволы деревьев в этих отложениях пользуются широким распространением и наблюдались до 73.5° с. ш., т. е. километров на 150 севернее современной границы лесов. Стволы березы с корою по р. Енисею отмечались Лопатиным у Сопочной корги, лежащей на 250 *км* дальше лесной границы.

Кое-где вблизи плато в толще флювиоглияциальных отложений, имеющих местами довольно большую мощность, измеряемую десятками метров, наблюдается слабо выраженный валунный горизонт, соответствующий, вероятно, моменту наибольшего распространения ледников 2-й стадии.

Например, по р. Горбите в среднем ее течении наблюдается следующий разрез (сверху):

1) Бурые тонкослоистые глины со стволами лиственниц in situ, костями мамонта и северного оленя. Мощность . . . . . 8.0 *м*.

2) Бурые глины с раковинами морской трансгрессии, редкой галькой и валунами. Мощность . . . . . 10.0 *м*.

В кровле последней имеется неясно выраженный валунный горизонт, где раковин очень мало. В средней части фауна обильна, и в подошве вновь становится бедной, количество же валунного материала увеличивается, и осадки переходят в

3) бурые валунные суглинки без раковин, видимой мощностью 2.0 *м*.

Кроме бореальной трансгрессии, приуроченной к моменту ослабления ледниковой деятельности между двумя стадиями ее максимального развития, в пределах Таймырского края имеются признаки колебания морского уровня новейшего послеледникового происхождения, незначительной амплитуды.

Следами его являются прежде всего современные устья таких рек как Обь, Таз, Енисей, Таймыра, Хатанга, представляющих по существу эстуарии. В Енисейском заливе по промерам Обь-Енисейского гидрографического отряда имеется отчетливо выраженное затопленное русло реки у восточного берега с глубинами до 30 *м*, между тем глубины всего залива измеряются 12—15 *м*.

Далее следы этого колебания видел Толль в зал. Миддендорфа и бухте Минина по берегам западной части Таймырского полуострова в виде старых береговых валов на высоте 5 *м* над современным уровнем моря, прилегающих к поддонной морене. По р. Верхней Таймыре кроме двух террас размыва на высоте 20—30 *м* и 20—15 *м*, отвечающих понижению базиса эрозии после бореальной трансгрессии, имеются две террасы на 13—15 *м* и 4—5 *м*, представляющие террасы накопления, в настоящее время размываемые. Очевидно, образование их отвечает моменту изменения режима реки от размыва

к накоплению в период этой трансгрессии новейшего времени. В настоящее время террасы накопления подвергаются размыву, что свидетельствует о понижении морского уровня в настоящее время. На это же указывает наличие сгнившего плавника на побережьи, значительно выше пределов достижения современного прибоя в самые сильные штормы. Сопоставление съемки Миддендорфа 1843 г. Таймырской губы и озера со съемкой автора 1929 г., приводит его к заключению, что за 86 лет уровень озера понизился на 1.5 *м*, а уровень моря на 1.0 *м*.

Кроме пологих и невысоких (до 10—20 *м*, редко более, отн. выс.) увалов и сопок по тундре кое-где разбросаны более высокие гряды, увалы и цепи холмов, достигающие 100 *м* отн. выс. Чаще всего они группируются в полосы, вытянутые в широтном или близком к нему направлении, прослеживаясь на протяжении многих десятков километров, или, что реже, представляют беспорядочные скопления. Сложены они валунными суглинками с обильным количеством валунного и галечного материала, а иногда состоят из одних галечников и валунов, представляя главным образом конечные морены. Наблюдаются они во многих местах Таймырского края. В пределах плато конечные морены не редки в нижних частях ледниковых долин, где образуют цепи холмов поперек тальвега, далее наблюдаются при устьях боковых долин, являясь здесь, главным образом, остатками боковых морен.

В пределах тундры конечные морены наблюдаются при устьях ледниковых долин, окружая их дугой, иногда на расстоянии 10—20 *км* и более.

Такие морены встречены например у долин Микганды, Норильской, Ергалака и др.

Особенно обильны моренные гряды вдоль южного склона плато Бырранга в бассейне Таймыры, образуя здесь почти сплошную зону холмов и валов шириною местами в 20—30 *км*.

В глубине тундры моренные скопления были встречены в бассейне р. Горбиты километров в 15 на СЗ от устья р. Волчьей, где они представляют беспорядочное скопление сопок и гряд, высотою до 50—60 *м*, являясь, повидимому, остатками донной морены. Затем морены наблюдались на север от верхнего течения р. Дудыпты, слагая водораздел между этой рекой и притоками Пясины. Здесь высота гряды доходит до 100—150 *м* абс. выс., при ширине в 2—5 *км*. и протяжении более чем 200 *км* в ВСВ направлении.

Далее моренные гряды были встречены по р. Пясине под 70° с. ш., образуя здесь хребет «Ньяпан» или, по Миддендорфу, «Белый» и севернее, под 72°.

Распределение моренных гряд на тундре играет существенную роль в современной гидрографической сети, так как они образуют основные водоразделы речных систем, например, водораздел между р. Дундыгой и бассейном р. Пясины. В случае пересечения гряды рекою, последняя,

встречая значительное препятствие размыву от обильных галечников и валунов, образует выше по течению озеровидные расширения и озера подпрудного характера, иногда очень крупных размеров.

К таким подпрудным озерам относится например озеро Пясинское, озеро Мелкое в Норильском районе и ряд других.

Возраст моренных гряд, благодаря плохой обнаженности и неясным взаимоотношениям с морской трансгрессией, установить точно удается лишь в редких случаях, но, повидимому, наиболее часты конечные морены второй стадии оледенения.

Площадь, охваченная оледенением и направление движения ледниковых покровов Таймырского полуострова устанавливаются по распространению валунного материала и его петрографическому составу. Изучение этого вопроса может дать в руки исследователя высокий критерий для суждения о движении ледниковых масс, так как в южной части края развиты основные изверженные породы, а в северной по побережью на восток от устья р. Пясины — граниты и кристаллические сланцы.

На площади Туруханского края валунный материал пользуется огромным развитием, распространяясь далеко на юг. По р. Енисею валуны, главным образом, диабазов, иногда огромных размеров известняков кембро-силура и пород тунгусской свиты наблюдаются вплоть до р. Подкаменной Тунгуски, т. е. до 62° с. ш., образуя по берегам рек в местах размыва сплошную каменную одежду. Валунные суглинки и прослои валунов были встречены при рытье котлованов на постройке лесопильного завода порта Игарки (широта 66°40′) в 1929 г. и при разведке партией Союззолота россыпей буром Эмпайр по притоку р. Енисея речке Дубчес под 61.5°.

Несмотря на близость к бассейну этой речки Енисейского горста, лежащего южнее и сложенного кислыми изверженными породами, гнейсами и кристаллическими сланцами, валуны по Дубчесу состоят из диабазов и пород тунгуской свиты, залегающих севернее. По Енисею у р. Подкаменной Тунгуски среди валунов кислых пород и кристаллических сланцев также не наблюдается.

В Норильском районе в валунном материале кроме пород, развитых в здешнем крае и прилежащих к нему областях, были встречены и чуждые ему породы.

Из них прежде всего следует упомянуть о гранитах, валуны которых были встречены около Норильского месторождения, в устье Норильской долины на поверхности тундры, к западу от нее, и на р. Енисее около сел. Дудинского.

Характер валунов окатанный, сильно выветренный, размер 10—15 *см* в диаметре. Затем в одной из боковых ледниковых долин, впадающих в Норильскую, вблизи Норильского рудника, по тундре близ р. Енисея и

по берегам этой реки встречаются валуны известковистого песчаника с фауной мелового возраста (*Inoceramus, Cardium*).

Коренные выходы этих пород известны только значительно севернее по западному берегу Енисейского залива у р. Чаяшной, Прилушного зимовья и других пунктах.[1] В отложениях бореальной трансгрессии валуны меловых пород наблюдались гораздо чаще, чем в ледниковых, где они встречены пока только в одном месте. Весьма вероятно поэтому, что в разносе их значительную роль играли плавающие айсберги и перемещение материала вдоль береговой черты побережья.

По склонам плато Норильского эрратические валуны, представленные здесь преимущественно известняками кембро-силура, обнажающегося кое-где по тальвегам Норильских долин, наблюдались до 400 *м* абс. выс. (300 *м* над уровнем главных долин). За последние годы отмечен случай нахождения валунов известняка и на поверхности плато, но явление это — очень редкое.

Севернее Центрально-Сибирского плоскогорья валуны в изобилии наблюдаются в тундре по руслам и берегам рек, речек и озер, вымываясь из валунных суглинков. Количество гранитного и кристаллического сланцевого материала среди них по мере продвижения к северу постепенно растет, достигая по р. Пясине под 72°, примерно, 30—40% всей массы валунов. Вблизи Быранга эрратические валуны в громадном количестве разбросаны по тундре повсюду, достигая гигантских размеров 10 *куб. м* и более. В южной части плоскогорья, кристаллических и кислых пород среди них до 30—40%, а севернее в пределах развития докембрийской свиты встречаются только они одни повсюду огромными массами. По склонам Быранга эрратические валуны гранитов и гнейсов наблюдаются, главным образом, до 300—400 *м* абс. выс., но попадаются и выше вплоть до поверхности плато, впрочем довольно редко.

Западнее Енисея в тундровой и таежно-тундровой зоне Западно-Сибирской низменности ледниковые валуны встречаются также не редко. Беглый просмотр образцов валунного материала, собранного экспедициями Б. Н. Городкова, приводит автора к заключению, что среди них таймырские породы встречаются вплоть до р. Таза, западнее же наблюдаются, главным образом, уральские.

Этих выше приведенных данных, являющихся лишь частью собранного автором материала, уже вполне достаточно, чтобы утверждать с уверенностью о громадном оледенении всей средней части севера Сибири в четвертичное время. Имеющиеся наблюдения позволяют установить не только самый факт оледенения, но и характер его, направление движения, до некоторой степени мощность и др. детали.

[1] И. А. Лопатин. Дневник Туруханской экспедиции, стр. 14.

К началу оледенения, плоскогорья как Центрально-Сибирское, так и Бырранга без сомнения уже существовали, но высоты и общие гипсометрические взаимоотношения были без сомнения иными, чем сейчас. Распределение валунного материала и направление шрамов говорят с несомненностью, что ледники двигались главным образом в южных направлениях и, следовательно, общий уклон земной поверхности Таймырского края тогда шел на юг, т. е. обратно тому, что наблюдается в настоящее время.

Если нанести на карту направления шрамов, наблюдавшихся в бассейне р. Таймыры, и продолжить их до пересечения, то все они встретятся в районе архипелага Норденшельда, где, следовательно, лежал один из центров оледенения для северозападной части полуострова.

Конечно, это возможно лишь при условии, что в эпоху оледенения район островов представлял один из наивысших пунктов этой части Таймыра, несомненно превышая высоту южных участков плато Бырранга того времени. Теперь в этом центре былого оледенения лежит лишь группа мелких и невысоких островов с высотами, едва ли превышающими 50 *м* абс. выс., между тем как южнее высоты Бырранга достигают 500—600 *м*. В общем, следовательно, и эти данные подтверждают, что в эпоху оледенения соотношения высот были совершенно иными, а вертикальные перемещения земной коры амплитуд порядка сотен метров имели место даже и в послеледниковое время.

Таким образом размеры Таймыра в эпоху, предшествовавшую оледенению, значительно превосходили современные, так как все группы теперешних островов, в том числе, повидимому, и Северная Земля, входили в состав континента, представляя одни из наивысших участков здешней суши.

Возвышенности Бырранга и Центрально-Сибирская были, без сомнения, и тогда изрезаны многочисленными хорошо развитыми долинами, вмещавшими не менее хорошо развитую гидрографическую сеть, так как суша здесь существовала непрерывно уже с начала мезозоя, затопляясь морем только на периферии.

Реконструкция этой доледниковой гидрографической сети и рельефа едва ли в текущий момент еще возможна за недостатком наблюдений, но, повидимому, современные ледниковые долины являются не чем иным, как сильно видоизмененными, благодаря ледниковой эрозии, древними доледниковыми долинами. Например, долина Микчанды в Норильском районе, прослеживаемая в меридиональном направлении более чем на 250 *км*, без сомнения представляет долину какой-то древней, достаточно крупной реки, бежавшей в южном направлении как, вероятно, и большая часть тогдашних рек вообще.

В четвертичную эпоху, под влиянием вероятно общеклиматических для всего северного полушария причин, начинается скопление снежных масс в горных областях севера Сибири и, в частности, Таймырского края.

Образовавшиеся на северных возвышенных частях плоскогорья Бырранга ледники сползали главным образом в южных направлениях и, образуя сплошной покров, заполняли всю низменную часть тундры, сливаясь с ледниковыми массами Центрально-Сибирского плоскогорья. На юге этот гигантский ледниковый покров, судя по распространению валунного материала, доходил до 62°—63° с. ш., т. е. до широты Подкаменной Тунгуски, а в эпоху максимального оледенения, возможно, захватывал и весь Енисейский кряж, где следы оледенения также констатированы,[1] отодвигая свои границы до 60°—58°.

На западе, Таймырский ледник, примерно в районе р. Таза, сливался с Западно-Сибирским, шедшим с Урала, образуя с ним сплошной покров, а на восток простирался по крайней мере до меридиана р. Анабара, а может быть и еще восточнее. Последние исследования С. Обручева констатировали огромное оледенение восточной части хребта Верхоянского и Черского в Якутии, так что, возможно, существовал момент, когда ледяные массы перекрывали всю Северную Азию от Урала до Тихого океана.

Такая огромная площадь не могла, конечно, питаться из одного пункта. Уже в настоящее время для Таймырского края наметился целый ряд центров оледенения, а по мере расширения и детализации исследований края число их без сомнения еще увеличится.

Имеющиеся пока наблюдения установили, что для Бырранга одними из главных областей питания были районы архипелага Норденшельда, вероятно, Северной Земли и северозападного Бырранга.

В Центрально-Сибирском плоскогорьи наметились районы Норильский и верховьев рр. Котуя, Курейки и Хеты.

Мощность этого ледникового покрова первой фазы установить невозможно, вследствие имевших затем место вертикальных перемещений суши в ледниковое и послеледниковое время.

Наличие редких валунов на поверхности плато Бырранга и Норильского дает основание предполагать, что в эпоху максимального оледенения они были перекрыты льдом, хотя, вероятно, и не повсюду, но какова в это время были высота плато и, следовательно, какова мощность ледника, сказать трудно. Вероятнее всего, она была довольно значительна, измеряясь многими сотнями метров.

Следующим этапом в истории оледенения нашего района является морская трансгрессия, когда в результате эпейрогенических движений море вторглось в пределы Таймыра, затопив всю низменность тундры между плоскогорьями Бырранга и Норильским, а по р. Енисею дошло до 67.5° с. ш. Но море здесь имело весьма мелководный характер, едва ли превышая

[1] И. А. Молчанов. Следы древнего оледенения Енисейского кряжа. Изв. СПб. отд. Геол. ком., V, вып. 5.

в наиболее глубоких северных участках 100—120 *м* глубины. Поэтому оно лишь отчасти смогло перемыть валунные ледниковые отложения и только завуалировало, но не уничтожило моренный ландшафт тундры. Сплошной ледниковый покров к моменту вторжения моря разорвался, сохранившись только в пределах горных областей, что, без сомнения, стояло в связи с изменением климатических условий, быть может не без влияния со стороны трансгрессии. Действительно, если бы размеры и характер ледяного покрова оставались неизменными, он, имея мощность, измеряемую во всяком случае сотнями метров, заполнил бы весь бассейн целиком. Между тем наличие в морских отложениях фауны, местами весьма обильной, указывает на открытый характер бореального моря и отсутствие сколько-нибудь крупных, выполняющих бассейн, ледяных масс. В заполнении ледником мелководного моря целиком может быть и нужно искать причину отсутствия ясно выраженных отложений морской трансгрессии и фауны в Обском районе. Возможно, что спускавшийся с Урала ледниковый покров, имевший, вероятно, еще более значительную, судя по валунным отложениям, мощность, к моменту трансгрессии не успел еще достаточно сократиться и заполнял здесь бассейн нацело.

Существование ледников в пределах плато и во время трансгрессии, доказывается наличием здесь однообразной, местами довольно мощной толщи валунных суглинков без всяких признаков перерыва и присутствием пояса моренных отложений вокруг плоскогорий.

Повсеместное налегание верхних валунных суглинков на морские отложения в периферических частях бассейна вблизи Бырранга и Центрально-Сибирского плато свидетельствует об усилении ледниковой деятельности к концу трансгрессии, причем согласное и спокойное залегание обеих свит, морской и континентальной, указывает на отложение ледникового материала непосредственно в прибрежную часть моря. Что ледники, расширяя свои пределы, отчасти сгружали осадки прямо в море, подтверждается и присутствием выклинивающихся прослойков валунных суглинков среди морских отложений в глубине тундры вдали от плоскогорий. Кое-где в этих валунных прослойках содержится довольно богатая фауна, при чем присутствие обеих створок с связками, и отличная сохранность даже тонких раковин не оставляют сомнения в их нахождении на месте.

Все это возможно было лишь в случае разноса валунного материала плавучими айсбергами, которые несомненно время от времени отрывались от ледниковых языков, спускавшихся из долин в пределах плато, непосредственно в море.

Перекрытие морских отложений моренными вблизи горных областей указывает на вновь начавшееся похолодание и усиление ледниковой деятельности вслед за отступанием бореального моря. Но этот процесс не

пошел так далеко, как первоначально, и ледники Бырранга и Центрально-Сибирского плато в эту фазу между собою уже не сливались. Конечные морены и распространение горизонта верхних валунных суглинков дают возможность установить, что за пределы плато Бырранга ледники выдвинулись на 50—100 *км*, кое-где языками до 150 *км* в область тундры, а за пределы плато Центрально-Сибирского они вышли и того меньше—на 50—80 *км*. Судя по плечу трога, еще местами сохранившемуся в Норильском районе, по высоте кар и характеру рельефа, ледники в это время уже не достигали поверхности плато, т. е. были долинными, имея около 350—400 *м* мощности, а в Бырранга возможно несколько больше (400—500 *м*). На тундре эти долинные ледники сливались между собою, образуя ледниковый покров, кое-где, впрочем, возможно, прерывавшийся. Наличие на тундре конечных морен, занимающих иногда большие пространства, и протягивающихся на сотни километров, свидетельствует о довольно продолжительном стационарном состоянии ледников этого периода. Затем, вероятно по причине общего значительного смягчения климата, ледники, повидимому, довольно быстро сократили свои размеры, втянувшись вновь в пределы плоскогорий, где и существовали еще долгое время в глубоких складках рельефа в верховьях долин. В этом продолжительном существовании отдельных уже небольших ледников и лежит одна из причин переуглубления дна некоторых второстепенных долин, теперь заполненных озерами, и хорошая здесь сохранность следов оледенения. Даже и в настоящее время кое-где в глубоких складках ущелий можно наблюдать нетающие в течение ряда лет остатки зимних снегов, превращенные здесь в фирн и даже глетчерный лед. Конечно, эти современные мелкие ледники нельзя рассматривать, как реликты некогда бывшего ледникового покрова, ибо та эпоха оледенения отделяется от современного момента стадией довольно сильного потепления, когда ледники несомненно были уничтожены нацело.

Следы этого теплого века на севере можно видеть повсеместно в виде остатков стволов берез и лиственницы, залегающих среди тундровых и озерных образований выше горизонта верхних валунных суглинков и синхроничных им флювиогляциальных образований. В то время древесная растительность распространялась значительно севернее современной лесной границы, по крайней мере, на 150—200 *км* дальше ее. Это потепление имело, повидимому, региональный характер, так как присутствие торфяных слоев с остатками лиственницы и пихты вплоть до побережья Ледовитого моря констатирует Сукачев для Обского района[1] и Толль для Ново-Сибирских островов.[2]

[1] В. Н. Сукачев. К вопросу об изменении климата и растительности в послетретичное время на севере Сибири. Метеор. вестн., 1922, № 1—4, стр. 32.

[2] Э. В. Толль. Ископаемые ледники Ново-Сибирских островов. СПб., 1897, стр. 92.

Вероятно к этому, или еще более позднему времени относится недавнее колебание уровня моря (2-я трансгрессия), следы которого в бухте Минина видел Толль и которое устанавливается по эстуариям рр. Енисея, Оби и др., террасам накопления по р. Верхней Таймыре и ряду других признаков. Максимальная амплитуда поднятия морского уровня в настоящее время уже миновала, достигнув по западному Таймыру 10—15 *м* над современным, причем отступание моря продолжается и по сейчас. Судя по съемкам Миддендорфа и автора, поднятие суши при устьи р. Таймыры достигло, примерно, 1 *м* за 86 лет. В период максимального развития этой второй трансгрессии Таймырское озеро на востоке соединялось с Хатангским заливом, образуя губу р. Верхней Таймыры, а на месте Нижней Таймыры, протекающей по древней ледниковой долине, были две речки, из которых одна бежала на юг в Таймырскую губу—озеро, а другая на север — в Ледовитое море. В дальнейшем, при начавшемся понижении базиса эрозии, губа отделилась сперва баром, а затем и перешейком, образовав современное озеро, речки же, размывая свои русла, перехватили свои верховья и сформировали современную Нижнюю Таймыру.

Такова в общих чертах картина четвертичного оледенения Таймырского края, картина, без сомнения, схематическая и неполная, являющаяся лишь первым приближением к действительности. Задача дальнейших исследований—уточнить и детализировать приведенную схему, ввести в нее поправки, совершенно неизбежные при столь малой обследованности этой огромной территории нашего Советского Союза.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1931 • BULLETIN DE LA COMMISSION POUR L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE • № 3

В. А. ОБРУЧЕВ

ПРИЗНАКИ ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА В СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

(Исторический очерк и сводка наличных данных)

Вопрос о прежнем оледенении северной половины Азии, более или менее аналогичном оледенению Европы и северной Америки, возник более 60 лет тому назад, но до недавнего времени оставался спорным. Мнение о возможном оледенении Сибири высказывали впрочем еще раньше Эйхвальд и Гревингк, последний — на основании наблюдений Шварца; но, согласно взглядам того времени, он предполагал покрытие всей страны морем, по которому носились ледяные глыбы, оставлявшие, при таянии, эрратические валуны даже на самых высоких точках современного рельефа (1, стр. 154, 155).[1] Миддендорф же указывал, что следов ледникового периода в средней Сибири нет, а эрратические валуны Таймырского края объяснял заносом на льдинах с Полярного моря. Первым исследователем, правильно поставившим вопрос об оледенении Сибири, является Кропоткин, опередивший большинство своих современников в отношении понимания ледникового периода. В 1865 г., попав впервые в высокогорную местность Восточного Саяна, он уже обратил внимание на некоторые явления, которые отнес на счет деятельности прежних ледников, именно: два ряда остроребериых глыб, нагроможденных в беспорядке, на левом склоне долины р. Иркута выше караула Туран, параллельные борозды на площадках гранита на гольце Нуху-дабан и многочисленные крупные валуны и глыбы гранита на высоте 1220 *м*, рассеянные по поверхности лавы на дне ущелья р. Джунбулак (2, а, стр. 29, 34 и 70, 71).

В 1866 г. во время Олекминско-Витимской экспедиции Кропоткин видел в разрезах открытых работ на Тихоно-задонском прииске на р. Ныгри отложения, которые признал ледниковыми, хотя во всей горной стране между Нижним Витимом и Леной современных ледников нет. В отчете об экспедиции он посвятил целую главу вопросу, распространялись ли ледниковые явления на Сибирь и подробно описал разрезы на приисках по

[1] Ссылка на помещенный в конце статьи список цитированной литературы.

рр. Ныгри и Хомолхо; доказательствами ледникового генезиса части наносов он считал: 1) толстые пласты ила с редкими камнями и без органических остатков; 2) валуны больших размеров (более 50 *куб. м*), непосильные воде; 3) меньшие валуны с отполированными и изборожденными поверхностями; 4) присутствие валунов горных пород, не входящих в состав бассейна этих рек, т. е. явно эрратических, занесенных через водоразделы из соседней местности, где эти породы залегают. Кропоткин привел рисунки как наносов, так и крупных валунов со шрамами и полировкой. Рассмотрев вопрос о возможности заноса этих валунов речным или морским льдом и отвергнув то и другое, он высказал убеждение, что в постплиоцене ледники, покрывавшие соседние горы, спускались в долины Ныгри и Хомолхо.

Не ограничиваясь этими данными, Кропоткин привел ряд наблюдений из других частей Сибири, виденных им, именно нахождение эрратических валунов в разных местах, куполовидных вершин и бараньих лбов в Восточном Саяне, в Олекминско-Витимской горной стране и в Баргузинской тайге, а также «второстепенные признаки» оледенения—обилие высыхающих озер в хребтах и на плоских возвышенностях Восточной Сибири, присутствие лёсса, который он считал пролювием ледниковой грязи, и замечательную округленность гольцов. В дополнение к своим данным он привел наблюдения Эрмана над эрратическими валунами в хребтах Становом и Шварца в Западном Саяне. В заключение Кропоткин рассмотрел вопрос, при каких условиях ледники могли существовать в Сибири; он считал необходимым не низкую годовую температуру, а большее количество осадков; доказательствами прежнего более влажного климата Сибири он считал бореальную трансгрессию на Енисее, затопление Барабинской степи и Обской низменности, громадную цепь озер вдоль южной окраины Гоби и следы существования моря в Арало-Каспийской впадине. Поэтому он пришел к выводу, что сплошной ледниковый покров занимал все Витимское плоскогорье, Олекминско-Витимскую горную страну, Северно- и Южно-Муйские хребты и Саянское плоскогорье. В Олекминской тайге ледники спускались до абс. высоты 630 *м* (2, б).

Как мы увидим далее все эти предположения Кропоткина подтвердились новейшими исследованиями, хотя долгое время оспаривались или игнорировались большинством геологов, работавших в Сибири.

Необходимо еще напомнить, что Кропоткин, вернувшись из Сибири, побывал в Финляндии для изучения следов оледенения и написал целую книгу о ледниковом периоде, в которой привел многочисленные доказательства в пользу гипотезы континентального ледникового покрова в то время (1876 г.), когда и в Западной Европе эта гипотеза далеко еще не получила общего признания (2, в).

Отмечая слабую изученность Сибири, Кропоткин обращал внимание будущих исследователей на необходимость изучения четвертичных наносов.

Его отчет об Олекминско-Витимской экспедиции был издан в 1873 г., т. е. более полувека тому назад вопрос о прежнем оледенении Сибири был правильно поставлен проницательным наблюдателем природы.

В то же время, в 1871 г., Чекановский, изучавший геологическое строение южной части Иркутской губернии, обнаружил следы оледенения в верхнем течении р. Иркута у Хангинска и ниже на склоне г. Мунку-сардык и в нескольких местах своего отчета определенно говорит, что это—результаты деятельности глетчеров; в том же отчете, описывая экскурсию 1869 г. в Хамар-дабан, он указал, что и эта горная страна носит признаки последствий ледникового действия, разрушительного на высших пунктах, созидательного на более низком уровне. В общих выводах он говорит, что конец периода вулканических излияний составляет начало ледникового периода Саяна, в течение которого формы рельефа страны действием глетчеров изменились значительно и на большие расстояния; следы этих изменений, немногочисленные на уровне оз. Байкала, обильные на гольцах Саяна, не достигают высоты Мунку-сардыка. В известном фазисе ледникового периода, быть может при сокращении глетчеров, в долинах, не исключая и Байкальской, образовались более или менее менее мощные толщи, обилующие обточенной галькой; размыв значительных размеров последовал за образованием этой толщи и отчасти уничтожил ее. К концу или непосредственно после ледниковой эпохи окрестности южной оконечности Байкала на значительное расстояние были покрыты водой (3, стр. 227, 364, 367, 369—372, 378, 383, 388, 392, 395, 397). Следовательно, и этот геолог, одновременно с Кропоткиным, признал обширное развитие ледников в районе Восточного Саяна и наметил даже в кратких чертах, но правильно, историю ледникового периода.

Одновременно на юго-западе Сибири третий проницательный исследователь Михаэлис собрал доказательства прежнего развития ледников в хребте Тарбагатае, ныне лишенном их, и в Сауре, где еще существует оледенение в группе Мус-тау. Он описал толщи валунных глин, конечные морены, поля эрратических валунов и высказал мнение, что ледники, оставившие эти следы, существовали в то время, когда Балхаш-Алакульская впадина была еще занята морем, и поэтому в соседних горах выпадало гораздо больше дождей и снега, чем в настоящее время (4, а). Еще раньше, в 1863 г., путешественники Струве и Потанин заметили в горах Сары-тау к юго-западу от оз. Марка-куль в Южном Алтае, ныне лишенных ледников, параллельные ряды бесчисленных обломков гранита, утолщавшиеся к нижнему концу или загибавшиеся дугообразно или соединявшиеся друг с другом посредством дугообразного вала; они правильно признали их за морены ледников, больше чем на половину замаскированные дерном и поросшие кустами вереска и Saxifraga sibirica (74, стр. 418, 419). Казалось бы, что после этих первых правильных шагов по изучению следов оледенения, сделанных

пятью исследователями в четырех различных частях Сибири, вопрос о ледниковом периоде в Северной Азии нуждался только в дальнейшей разработке на основании более тщательных и всесторонних наблюдений. К сожалению, он замер на целых 30 лет благодаря отрицательному отношению метеоролога Воейкова и геолога Черского.

Первый в 1881 г. на основании метеорологических данных доказывал, что климат внутренней нагорной и Восточной Азии крайне неблагоприятен для развития ледников, в западной части вследствие сухости, в восточной — благодаря режиму муссонов, приносящих осадки в теплое время в виде дождя. Поэтому, допуская даже в случае поднятия уровня моря на 200 *м* и затопления низменностей Западной Сибири и крайнего севера Восточной, образование ледников в Саяне, Байкальских горах и Олекминско-Витимских цепях, он считал, что по крайней мере с плиоцена в Северной Азии не было условий, благоприятных для большого развития ледников, а тем более — обширных материковых покровов, подобных гренландским, предполагаемых в Северной Европе и Северной Америке (5).

Черский в 1882 г. подверг обстоятельной критике некоторые признаки оледенения Сибири, приведенные Кропоткиным, именно округленные формы гор, цирки и неслоистые наносы. Он доказывал, что первые создаются процессами выветривания и размыва без всякого участия льда, так что не могут служить признаками оледенения; цирки в верховьях речных долин развиваются отступающей назад эрозией, а острые гребни и крутые склоны их представляют результат растрескивания и распадения, причем потоки, стекающие с гребней в цирк, уносят все мелкие продукты; неслоистый несортированный нанос с остроугольными глыбами может образоваться у подножья скалистого берега озера и при осушении последнего имитирует боковую морену; также формы некоторых перевалов и загибы голов пластов, приводимые Кропоткиным, не являются безусловными признаками оледенения. Черский критиковал также следы оледенения, описанные Чекановским из районов Саяна, Мунку-сардыка и Хамар-дабана, признал их неубедительными и в общем пришел к выводу, что, вопреки мнению Кропоткина, от меридиана Хангинска в долине р. Иркута на западе и до меридиана р. Дзелинды бассейна р. Верхней Ангары на востоке, а на юг до монгольской границы нет доказанных следов оледенения; он присоединился к мнению Воейкова о причинах отсутствия этих следов (6, стр. 1).

Благодаря авторитету этих двух ученых большинство исследователей, работавших в Сибири в последние два десятилетия XIX века и в первое десятилетие XX века считали вопрос о возможном обширном оледенении Сибири решенным безусловно отрицательно и поэтому или совсем не обращали внимания на признаки былого оледенения или объясняли их деятельностью других сил природы. Тот же отрицательный взгляд на возможность ледникового покрова в Северной Азии укрепился и в западноевропейской

литературе; в учебниках геологии и в разных статьях и книгах о ледниковом периоде можно встретить до самого последнего времени утверждение, что континентальный климат Сибири не допускал обширного оледенения. Например, в руководстве Шаффера 1924 г. сказано, что вся северная Азия, благодаря сухому климату не имела ледникового периода, хотя Тянь-шань, Алтай и Байкальские горы подверглись сильному оледенению. [1] На карте в руководстве Саломона 1926 г. ледниковый покров показан только от Урала до Обской губы. [2] Coleman в своем труде 1926 г. о современных и древних ледниковых периодах уделил Сибири только несколько строк и говорит, что отсутствие обширного ледникового покрова в этой стране аналогично таковому же явлению в Аляске и территории Юкона; северные центральные равнины Азии избегли оледенения потому, что защищены от ветров, приносящих влагу, тогда как в Европе и Северной Америке они открыты со стороны Атлантики. На карте плейстоценового оледенения он показал ледниковый покров только на севере Таймырского полуострова и маленькими пятнами в Становом хребте, Олекминско-Витимских горах и Сихота-алине (?) (140, стр. 39).

Даже для Алтая, единственной части Сибири, имеющей многочисленные и большие ледники, вопрос о прежнем более значительном оледенении потребовал более 70 лет для своего решения в положительном смысле. Хотя уже Эрман, Гельмерсен и Чихачев в первой половине XIX века отметили присутствие эрратических валунов, а Геблер нашел старую морену ниже конца Катунского ледника, и Щуровский говорил о кучах песка и валунов, залегающих на весьма значительной высоте по берегам многих рек и о гранитных валунах среди сланцевых гор (7), но правильного объяснения этих явлений они не дали. Значительно позже Котта утверждал даже, что вне пределов современного незначительного оледенения Алтая нет ледниковых отложений, и, следовательно, эти горы не имели ледникового периода, сравнимого с европейским (8). Небольшие заметки Михаэлиса (4, 6) и Бяловесского (9), напечатанные в 1886 и 1887 гг. в английском журнале, не обратили на себя внимания русских геологов, хотя второй автор говорил о многочисленных и разнообразных следах обширного ледникового покрова в центральном и южном Алтае. Так же незаметно прошло и сообщение Соколова в Географическом обществе о признаках более обширного развития ледников в центральном Алтае в виде морен, полированных и курчавых скал и эрратического валуна гранита на водоразделе Ануя и Чарыша, уже в отрогах северного Алтая (10). Даже в 1896 г. Соболев в большой статье о Русском Алтае только вскользь упомянул о прежнем сильном оледенении его, неправильно ссылаясь на предшественников и мало опираясь на свои наблюдения (11). И только

[1] F. X. Schaffer. Lehrbuch der Geologie, II, 1924, S. 544.
[2] W. Salomon. Grundzüge der Geologie, II, 2, 1926, S. 456.

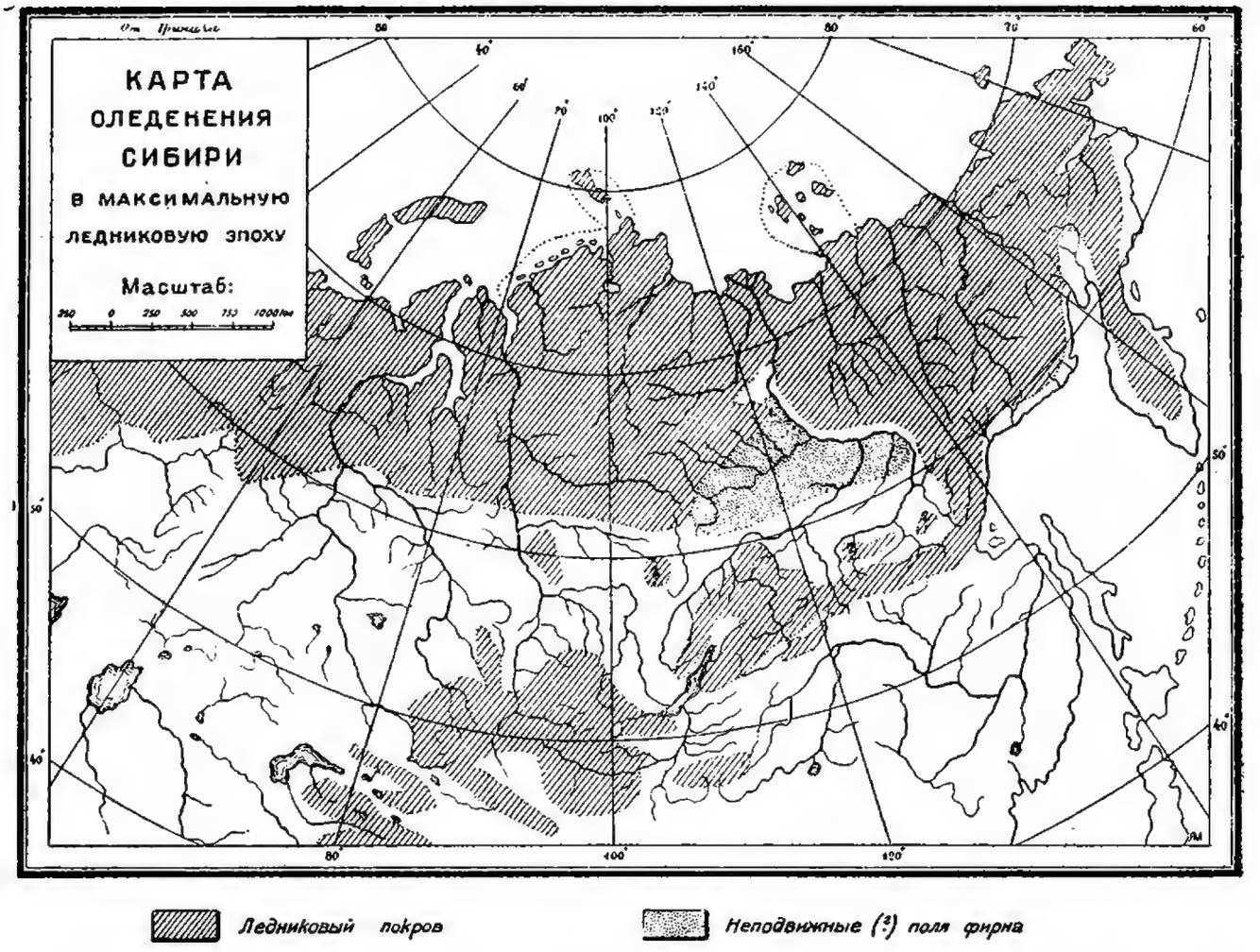
исследования ботаника Сапожникова в конце XIX века положили начало повороту мнений в отношении прежнего оледенения Алтая, хотя еще в 1907 г. геологи Геологической части Кабинета считали, что ледниковый период для этой горной страны не доказан (78, а). Но отрицание ледникового периода в Сибири, несмотря на накопление доказательств сильного оледенения, продолжалось и позже; достаточно упомянуть Мейстера, старавшегося объяснить следы оледенения в Олекминско-Витимской горной стране оползнями и грязевыми потоками еще в 1914 г. (51, б). И даже теперь находятся скептики, которые придают больше значения теоретическим соображениям Воейкова о неизменности континентального климата Северной Азии и рассуждениям Черского, никогда не видавшего современного ледника и его отложений, чем доказательствам, которые дает сама природа Сибири в самых разнообразных местах.

Поэтому нельзя не приветствовать инициативу Четвертичной комиссии Академии Наук, решившей посвятить ряд заседаний этому наболевшему вопросу; будем надеяться, что этим будет положено начало систематическому изучению четвертичных отложений этой обширной и разнообразной по рельефу части Союза.

После этого введения переходим к обзору того материала, который собран до настоящего времени в отношении прежнего оледенения отдельных районов. Материал этот не мал, но очень различного качества. Не вдаваясь в детали, я хочу дать общую характеристику состояния наших сведений об оледенении Сибири, распределив их по поясам в широтном направлениии, подвигаясь в каждом поясе от запада к востоку.

В *северном поясе*, до 60—61° с. ш. приблизительно, мы находим на западе следы *уральского ледника*, обнаруженные Федоровым в 1886 г.; к подножию Урала примыкает холмистая полоса, доходящая до 62,25° с. ш. и имеющая здесь до 6 *км* ширины, но расширяющаяся на север. С востока ее ограничивает равнина, но затем, уже в 30 *км* от Урала, по правому берегу р. Лепли на ССВ тянется широкий и высокий увал из неслоистой песчаной глины и глинистого песка с большим количеством валунов уральских пород в 1.5—2 *м*, иногда до 6 *м* в диаметре; это, очевидно, конечная морена ледника (12). Позже Макеров нашел валунные отложения у Самарова близ впадения Иртыша в Обь (13), т. е. уже в 450 *км* от Урала, а Высоцкий проследил их распространение по левому берегу р. Оби до Обдорска; они представляют неслоистую грубопесчаную глину, мощностью от 4 до 40 *м*, с линзами песка и неравномерно рассеянными глыбами, валунами и галькой, диаметром до 2 *м* иногда до 4 *м*, уральских пород с полировкой и шрамами. Севернее Сурейских юрт до Обдорска поверх этой глины лежат еще слоистые пески, а южнее до Самарова — перемежаемость песков с 2—3 горизонтами валунной глины, достигающими от 1 *м* до 10 *м* мощности (14). По словесному сообщению того же геолога валунные отложения распространяются на юг до

Тобольска. Высокий правый берег Иртыша у Самарова и Оби у Елизарова, Троицкой, Кондинской, Сосновских юрт наблюдал также Полэ, который указывает его состав из белого и желтого слоистого песка, упоминая валуны не очень обильные у Самарова, и прослои гальки и гравия у Малого Атлыма; многочисленные валуны он видел также у Обдорска, где на поверхности «высокой» тундры поднимаются местами песчаные холмы в несколько метров высоты (144).



Фиг. 1.

Промежуточное пространство между увалом, открытым Федоровым, и моренами берега р. Оби, по наблюдениям Городкова и Неуструева, представляет в Березовском округе мелкохолмистый неправильный рельеф, т. е. моренный ландшафт. Южнее Березова высокие песчаные холмы и увалы пересекают р. Обь; Городков считает их моренами второго оледенения, а морены у Самарова относит к первому (15). Холмистый рельеф, обусловленный множеством увалов преимущественно широтного направления, нередко усеянных крупными валунами, описал Дунин-Горкавич в юго-западной части Березовского уезда (16). Следовательно, уральский ледник в эпоху максимального оледенения доходил может быть до Тобольска на

Иртыше и наверно до Самарова на Оби, достигая здесь 450 *км* длины, а севернее, где Обь приближается к Уралу, переходил через нее на правобережье в бассейны рр. Казым и Полуй. Конечные морены, открытые Федоровым в 30 *км* от Урала, вероятно, принадлежат последней эпохе более слабого оледенения (вюрм). Нужно заметить, что Драницын предполагал распространение уральского ледника в эпоху максимального развития еще гораздо дальше на восток, именно в западную часть Нарымского края, где он в бассейнах левых притоков р. Оби—Парабели и Васюгана (по рр. Кенге и Чижапке) нашел сгруженные массы галек и валунов всех сортов и величин и думал, что это наиболее древние морены уральского ледника, размытые водами ледника более поздней эпохи, доходившего только до Самарова (17, а). Но помимо того, что эта местность отстоит от Самарова по прямой линии на 600—700 *км*, т. е. что мы получаем для уральского ледника уже мало правдоподобную длину в 1050—1150 *км*, состав валунов и гальки здесь иной; отсутствуют характерные для Урала перидотиты, пироксениты, змеевики и амфиболиты, и преобладают кварциты, гранодиориты, порфиры, порфириты, песчаники, окремнелые деревья, вообще породы сибирских гор. На это указал Эдельштейн в своем очерке геологии западносибирской равнины (18, а, стр. 43). О возможном происхождении отложений Нарымского края, требующих более детального исследования, мы скажем ниже.

Правобережье р. Оби, обширное пространство между средней и нижней Обью и нижним Енисеем, принадлежит к наименее исследованным районам Сибири; скудные данные о нем большей частью собраны не геологами, и вместо сплошной равнины, которую предполагали прежде, здесь оказался холмистый ландшафт, перемежающийся с равнинами. Дунин-Горкавич видел его в бассейнах рр. Югана, Балыка и Салыма южнее р. Оби и описывает также «материк», т. е. более возвышенные местности, по рр. Казыму, Назыму, Лямину, Агану и Ваху севернее р. Оби, которые возвышаются над долиной рек на 20—40 *м* и большей частью покрыты строевым лесом; в верховьях рр. Надыма и Казыма он видел на тундре отдельные «громадные» сопки до 6 *м* вышины. Камни он указывает только на переборах (т. е. быстринах) Назыма, камни до 0.35 *м* и пороги по Казыму (изредка), в прочих местах упоминает только пески (16). В устьи р. Таз и на берегах Тазовской губы Полэ видел обрывы «высокой» тундры, сложенные из песков и глины, но только в ур. Халмер-сидэ нашел мелкую гальку; туземцы сообщили ему, что большие камни встречаются в воде и на берегу в 200 *км* выше по Тазу. Он полагал, что вся местность к северу от полярного круга лишена валунов и занята отложениями бореальной трансгрессии, а ледниковые отложения ограничены полосой от 61° до полярного круга; он принимал одно оледенение (Урала) и одну трансгрессию (144).

Городков, прошедший из Сургута к Тазовской губе и по рр. Пуру и Агану, наблюдал на юге моренный ландшафт южнее оз. Пяку-то и по р. Аган,

где более низкие полосы песков тянутся по меридиану, а цепи более высоких, до 10—20 *м*, холмов в направлении СЗ; все холмы песчаные с небольшим количеством гальки. Севернее, на водоразделе Агана и Пура расположены сухие холмистые пески с обильной галькой и мелкими валунами, достигающие в высшей части 20—40 *м* отн. выс. Они простираются с запада на восток и, по словам самоедов. тянутся непрерывной полосой на восток в бассейн р. Вах и на запад до р. Торым-яун. Городков считает их конечной мореной позднейшего оледенения; сильно размытые валунные суглинки первого оледенения он наблюдал южнее по левому берегу средней Оби и по среднему течению р. Вах. Еще севернее также встречались пески с галькой и валунами в ярах рек, а в низовьях Пура темносерые валунные суглинки, которые Городков приписывает леднику, двигавшемуся с северо-востока из-за Енисея (19).[1]

Полуостров Ямал, вытянувшийся от устья р. Оби, т. е. от полярного круга, до 73° с. ш., по данным Житкова в центральной части поднимается до 80—90 *м* над уровнем моря и в ледниковый период мог быть самостоятельным центром оледенения, но следы последнего на нем пока неизвестны; рельеф местами холмистый с отн. высотами в 20—25 *м* и многочисленными озерами во впадинах; берега Обской губы и Карского моря часто представляют обрывы в 18—25 *м* высоты. В обнажениях видны только осадки морской трансгрессии — песчано-илистые и песчаные, местами только со скоплениями и прослоями гальки (21). В виду отсутствия коренных пород ледник, покрывавший полуостров не мог нести поверхностных и внутренних морен, а слабые поддонные, состоящие из взрытых напором льда более древних рыхлых наносов, легко могли быть переработаны волнами моря при последующей трансгрессии. Этим, может быть, объясняется отсутствие всяких следов оледенения, которое кажется нам обязательным в виду северного положения полуострова.

Ближе к р. Енисею местность, повидимому, также представляет моренные ландшафты. Доннер, проехавший от Тазовской церкви (бывший г. Мангазея) вверх по р. Таз (зимой), упоминает о холмах среди тундры и о многочисленных озерах; на водоразделе между Тазом и Вахом он видел длинные цепи холмов, вытянутые с севера на юг (24). Северная часть этой местности между Тазовской губой и низовьем Енисея представляет Гыданский (Ныдаямский) полуостров. Шмидт посетил его в 1866 г. в поисках мамонта и говорит, что местность между Енисеем и местом раскопок близ р. Гыда сложена из морских отложений бореальной трансгрессии, покрытых

[1] Дмитриев-Садовников, проплывший с Городковым километров 200—250 вверх по р. Полуй, упоминает, что по правому берегу от самого устья тянется сплошная гряда увалов в 30—40 *м* высоты; по левому берегу более низкий материк начинается в 30—40 *км*. Выше Тай-Пугольских юрт на протяжении 10—15 *км* его сменяют боровые «острова», все понижающиеся (до 10 *м* и ниже), далее на левом берегу высот нет (20).

пресноводными осадками и лёссовидным суглинком; разрез в 4 *м* глубины дошел до глины с арктическими раковинами, покрытой глинистым песком с прослоями торфа; в нижнем слое этого песка были заключены кости и шерсть мамонта. Валунная глина отсутствует, и Шмидт говорит, что в Сибири, повидимому, во время европейского ледникового периода климат был теплее, судя по распространению лесов дальше на север, чем теперь. Место раскопок находится немного севернее 70° с. ш. (22, стр. 31—33). Но по данным последней экспедиции Академии Наук плоскохолмистая равнина Гыданского полуострова с массой неглубоких озер и болотистых впадин сложена осадками бореальной трансгрессии, покрытыми ледниковыми отложениями. Повышенный водораздел между Тазовской губой, заливом Гыда-ям и бассейном р. Танам, впадающей в Енисей, имеет вид песчаных конечных морен с валунами сибирского происхождения, в том числе меловых песчаников с иноцерамами; экспедиция считает эти морены синхроничными конечным моренам в низовьях рр. Оби и Мужей и верховьях р. Сосьвы (23).

В общем есть основания предполагать ледниковый покров континентального типа на всем пространстве между средней и нижней Обью, Вахом и нижним Енисеем, но все дальнейшие вопросы о числе и границах оледенений, направлений движения и т. д. требуют новых подробных исследований. Высказанные некоторыми авторами гипотезы мы рассмотрим в заключительной части очерка.

По нижнему течению р. Енисея Лопатин во время Туруханской экспедиции видел много эрратических валунов, ошлифованных и изборожденных, а на р. Губа-урек, впадающей в Енисейский залив, нашел бараний лоб с шрамами, покрытый глиной и песками с разнообразными валунами; некоторые ошлифованы и с бороздами (25).

К востоку от Енисея мы попадаем на *Таймырский полуостров;* здесь по пути с Дудинки к устью р. Таймыр Миддендорф заметил валуны разнообразных кристаллических пород, встреченных in situ только на крайнем севере; валуны заключены в глине, то буроватой и вязкой, то более песчаной и красной; более крупные валуны появились только с верховий р. Таймыр, а в особенном изобилии севернее хр. Бырранга. Миддендорф полагал, что они занесены на льдинах Ледовитого моря, покрывавшего весь полуостров, судя по распространению плавника и арктических раковин (26).

Северную окраину Таймырского полуострова посетил еще Толль в 1909 г. и указал на признаки оледенения в виде шрамов на утесах, морен и эрратических валунов и на позднейшую трансгрессию моря, создавшего террасы с морскими раковинами на высоте 5 *м* над современным уровнем, прислоненные к ледниковым отложениям (28).

О местности, расположенной южнее Таймырского полуострова, простирающейся на юг до Нижней Тунгуски и содержащей правые притоки последней и бассейны рр. Курейки, Котуя и Хэты, старые данные отсут-

ствуют, если не считать упоминания Баклунда о моренном ландшафте между оз. Есей и Дудинкой и указания Островских на моренные образования в долине р. Медвежьей, правильность которого оспаривал Толмачев. Последний в этой местности, виденной им впрочем только зимой под снегом, ледниковых отложений не нашел (29). Между тем географические карты показывают здесь обилие озер, многие из которых, судя по их узкой и длинной форме, должны представлять речные долины, углубленные льдом или перегороженные моренами; таковы озера по рр. Курейке, Котую, Хантайке, Хэте, Бельдунчане. Абсолютная высота местности, достигающая в верховьях рек 1500 *м*, и северное положение ее (66 — 70° с. ш.), позволяет не сомневаться в сплошном оледенении по крайней мере ее высшей части; если судить по распределению указанных озер, то можно думать, что лед покрывал площадь не менее 400 *км* в длину и до 200 *км* в ширину, вытянутую с ЗСЗ на ВЮВ, а в эпоху максимального оледенения, вероятно, гораздо бо́льшую до Енисея на западе и Нижней Тунгуски на юге. Много новых данных об оледенении Таймырского края собрал во время нескольких экспедиций Урванцев. В 1919 и 1920 гг. в Норильских горах он видел рыхлые пески, песчаные глины и бурые ила с более или менее обильными валунами до 0.5 *м* и более, главным образом траппов, местных осадочных пород силура и пермо-карбона, но также эрратических — песчаников с иноцерамами, бурого угля и древесины. Но он сначала признал эти наносы осадками бореальной трансгрессии, а толщу неслоистых грязножелтых глин с обломками траппа и местных осадочных пород, покрывающую среднюю часть района и местами даже поверхность плато и достигающую более 10—15 *м* мощности, он отнес к современному элювию и о следах оледенения не говорил (27, а). Но после дальнейших исследований он напечатал заметку о сплошном оледенении Таймырского края севернее 63—64° с. ш. (27, б), а из подлежащего печатанию отчета[1] сообщил мне следующее:

В пределах плато Быррáнга и Центрально-Сибирского (т. е. между Нижней и Подкаменной Тунгусками) развиты трогообразные долины, шириной от 1—2 *км* и до 20—40 *км* при длине иногда в сотни километров; плато иногда сохранилось на высоте 300—400 *м*. Всюду распространены кары; общий рельеф тундры имеет ясные черты моренного ландшафта, лишь слегка затушеванного морской трансгрессией. В устьях ледниковых долин везде видны гряды конечных морен; последние встречены и вне пределов плато в виде гряд и увалов до 100—150 *м* вышины, прослеживаемых иногда на сотни километров по простиранию, близкому к широтному. Озера тундры и плато представляют два типа: мелкие, подпруженные моренами (оз. Пясино, Мал. Хантайское и др.), и глубокие и узкие в переуглубленных участках ледниковых долин, длиной до 100 *км* при ширине от 1—2 *км* до

[1] Труды Гл. Геол.-разв. упр. Изд. ГГРИ.

15—20 *км* и глубине до 200 *м* (оз. Лама, Хантайское, Кэта, в верховьях рр. Курейки, Котуя, Хеты). Современные долины рек и речек имеют эпигенетические участки. Эрратические валуны и валунные суглинки распространены всюду, по Енисею до Подкаменной Тунгуски; мощность суглинков до 50 *м* и больше. В нижнем течении Верхнего Таймыра (выше впадения в оз. Таймыр) разрез представляет (сверху): 1) верхние валунные суглинки 9 *м*; 2) чистые пески с морскими раковинами 10 *м*; 3) иловатые пески с редкой галькой, валунами и раковинами 14 *м* и 4) нижние валунные суглинки 30 *м*. По тундре большей частью обнажены то верхние, то нижние валунные суглинки, так что осадки морской трансгрессии залегают то над ними, то под ними, что сначала смущает наблюдателя. В пределах плато Бырранга и Центрально-Сибирского толща валунных суглинков мощна и непрерывна, указывая на оледенение без перерывов.

Бараньи лбы со шрамами и курчавые скалы также встречаются в разных местах; направление шрамов указывает движение ледника на юг, юго-восток и юго-запад. Центров оледенения было несколько: Норильское плато, запад Бырранга восточнее р. Пясины, архипелаг Норденшильда, верховья Котуя и Курейки. В первую эпоху ледники образовали сплошной покров, доходивший на запад за Енисей, на юг до Подкаменной Тунгуски, на восток до р. Хатанги или дальше; мощность льда была не меньше 400—500 *м*. В эпоху трансгрессии покров разорвался, но на плато ледники сохранились и сгружали морены и айсберги в море. В последнюю эпоху ледники снова разрослись до 50—100 *км* и оставили на тундре морены. В послеледниковую эпоху валунные суглинки перекрылись озерными и тундровыми отложениями с стволами лиственницы, встреченными по Таймыру до 73°10′, т. е. на 1,5° севернее современной границы, что указывает значительное потепление. Вторая трансгрессия моря не превышала 10—15 *м*, первая оставила осадки на нижнем Таймыре на высоте 90—100 *м*, на Норильском плато на 50—60 *м*. В Таймырском бассейне шрамы указывают на движение ледника с архипелага Норденшильда, и приходится предполагать значительные вертикальные перемещения в послеледниковое время, т. е. погружение страны на севере. В настоящее время море отступает, по сравнению со съемкой Миддендорфа поднятие составляет около 1 *м* за 8 лет.[1]

Восточнее рассмотренной местности, в *бассейнах рр. Анабары, Оленека и Вилюя* вплоть до р. Лены положительных данных об оледенении нет. Толль сообщал о нахождении настоящей морены под слоем вечного льда в Анабарской губе под 73° с. ш. (30, 8), но Толмачев отрицает моренный характер этого наноса, сам же упоминает только о высоких террасах по верхней Хатанге, сложенных из материала с шлифованными и штри-

[1] Сведения об оледенении долины р. Хантайки вниз от ее озер помещены уже в очерке этой местности в Изв. Геол. ком., 1929 г. (27, в).

хованными валунами, как о псевдоледниковом образовании (29). Но и в этой местности высота главных водоразделов в 600—800 *м* и до 1100 *м* и положение их под 68—72° с. ш. позволяет не сомневаться в оледенении всей площади к северу от 65° в максимальную эпоху, в особенности если принять во внимание новейшие данные о высоте снеговой линии в ледниковый период в соседней к востоку стране за р. Леной. Григорьев полагает, что обширное плато северозападной Якутии подвергалось оледенению того же характера, как и впадины северовосточной горной страны (т. е. Яно-Колымского края), в которых, по его мнению, залегали фирновые поля, лишенные движения; то же имело место и в Якутско-Вилюйской котловине (35, 6). Но если в последней возможно допустить накопление неподвижных фирновых полей, то относительно водоразделов, как бы они ни были широки и ровны, это предположение неправдоподобно, так как фирны, все более накопляясь, в конце концов должны были дать начало ледникам. Поэтому более вероятно, что в максимальную эпоху вся площадь бассейнов Хатанги, Анабары и Оленека скрывалась под ледником континентального типа, спускавшимся также на южный склон хр. Вилюйского, тогда как южнее по долине р. Вилюя и на плоском Вилюйско-Ленском водоразделе могли залегать неподвижные фирны небольшой мощности. Отсутствие данных о конечных моренах и других следах оледенения скорее всего объясняется крайне слабой изученностью этого края.

К востоку от р. Лены в *Янско-Колымском крае* первые признаки древнего оледенения отметил в 1892 г. Черский в хр. Улахан-чистай, составляющем часть позже открытого громадного хребта, получившего имя этого исследователя. Он видел здесь мощный валунный нанос из несортированной смеси мельчайшего детритуса, дресвы, гальки и округленных валунов, упоминает также об остроребёрных глыбах гранита до 2 *м* в диаметре среди сланцевых гор и о формах, напоминающих бараньи лбы (31). Это все, что он заметил в районе, где новые исследователи обнаружили грандиозное оледенение. В хр. Верхоянском, также пересеченном Черским в летнее время, где признаки оледенения прямо бросаются в глаза, он совершенно упустил их. Этот пример показывает, что на отсутствии всяких данных о прежнем оледенении в отчетах исследователей Сибири никак нельзя основывать вывод об отсутствии признаков оледенения, даже самых ясных и бесспорных.

Позже, Севастьянов, геолог экспедиции Академии Наук для раскопок мамонта на р. Березовке, притоке р. Колымы, пришел к выводу, что вся область бассейнов рр. Яны, Индигирки и Колымы была покрыта сплошным ледниковым покровом; ледники двигались с юга на север и доходили до Новосибирских островов. В качестве признаков оледенения он указал: ископаемый лед, покрытый глиной с *Elephas primigenius* в береговых террасах почти всей Колымы и ее притоков Березовки, Омолона, Серенникана и др.;

ледниковый ландшафт по р. Селеннях и на левом берегу Колымы ниже Средне-Колымска; высокие речные террасы из песков, галечников и глин с остатками мамонта, развитые в верхнем течении Колымы и некоторых ее притоков и ледниковую скульптуру хр. Станового и его ветвей, хр. Верхоянского и Тас-хаяхтах — цирки, троги, террасы оледенения (32, а). К сожалению. Севастьянов ограничился докладом на Съезде Естествоиспытателей, очень кратким отчетом и нигде не описал свои наблюдения более подробно; они изложены очень кратко и может быть не вполне точно только в дневниках Съезда и в протоколах Академии Наук (32, б).

Южные отроги восточного конца хр. Верхоянского пересекаются трактом Якутск — Охотск. Эрман, прошедший по нему в 1829 г., заметил по р. Анче, притоку р. Аллах-юны, впадающей в Алдан, огромное количество валунов и глыб гранита, слагавших высокий вал вдоль реки, но лежавших также высоко на склонах гор, состоявших только из сланцев; количество и размеры валунов увеличивались вверх по долине, но выходы гранита оказались только за второстепенным водоразделом. Отметив это, Эрман говорит, что валуны попали в долину Анчи способом, независимым от современной речной сети. Для нас ясно, что он видел эрратические валуны и боковую морену большого ледника, переходившего через второстепенный водораздел. Подобное же явление он наблюдал по р. Хоинже, далее к востоку (33). Интересно отметить, что геолог Казанский, прошедший тем же путем в 1912 г. и в то же время года, как Эрман (весной, но по снегу), никаких признаков оледенения не заметил (34). Долина р. Анчи в той части, по которой пролегает тракт, отстоит от главного водораздела Верхоянского хребта на 100 *км* слишком, что дает нам минимальную длину бывшего здесь ледника.

Новые и более точные данные об оледенении средней части этого хребта собрал Григорьев в 1925 г. на маршруте с Алдана в г. Верхоянск; он видел ледниковые кары, висячие долины, типичные троги, многочисленные конечные и боковые морены. Оледенение он предполагает троекратное в связи с тремя эпохами поднятия: первое оледенение нашло еще третичную почти-равнину; второе имело скандинавский тип и было, повидимому, более интенсивным, сильно сгладив следы, оставленные первым; конечные морены отлагались на равнине между передовой грядой Мольёгой и Алданом, т. е. ледники выползали далеко на подножие хребта и имели 200 *км* длины и более. Морены третьего оледенения, более слабого, лежат непосредственно к югу от первой цепи (хр. Якутского). Этим двум эпохам соответствуют высокие террасы речных долин на высоте 20—40 *м* (третьей) и 70—100 *м* (второй), представляющие днища ледниковых трогов (35, а).

В восточной части хр. Верхоянского признаки грандиозного оледенения обнаружил С. Обручев в 1926 г. по двум маршрутам (из которых один совпадает с маршрутом Черского, ничего не заметившего). На Алданском

склоне, благодаря узким долинам и гребням цепей, оледенение имело альпийский тип, а на северном — скандинавский или даже материковый. Ледники спускались до абс. выс. 600—700 *м* и имели 100—150 *км* и больше длины. Во внутренней дуге хр. Черского, вблизи глубокого ушелья р. Индигирки, оледенение также было альпийское, а в стороне, на высоких нагорьях, скандинавское. Площади оледенения в обоих хребтах достигали по 300 *км* в ширину и в бассейне р. Эльги соприкасались. Троги, кары, бараньи лбы, висячие долины, ледниковые озера, многочисленные морены (иные на высоте до 400 *м* над дном долин), террасы доледниковые в 100, 200, 300 и 350 *м* и послеледниковые в 30 и 35 *м* характеризуют ландшафт. Очень своеобразны висячие долины, параллельные главным, врезанные притоками главных рек на склонах их долин в то время, когда последние были еще заполнены мощными ледниками. В настоящее время, благодаря скудости зимних осадков, несмотря на низкую годовую температуру и широту 64—66°, в хр. Верхоянском, достигающем 2000—2500 *м*, нет ледников, а в хр. Черского, поднимающемся даже до 3000 *м* и выше, кое-где имеются небольшие висячие ледники (36, а, б). По последним сведениям из экспедиции 1929 г. того же геолога ледник р. Хандыги (в самой восточной части хр. Верхоянского и на югозападном склоне) спускался до высоты 200—250 *м* в долину р. Алдана; здесь при выходе р. Хандыги из гор, в пределах окраинной цепи, есть несомненные морены, бараньи лбы и ледниковые террасы. В связи с наблюдениями с аэроплана западнее Якутска С. Обручев полагает, что в максимальную эпоху оледенения ледники хр. Верхоянского выдвигались до самой р. Лены, покрывая Ленско-Алданскую плоскую возвышенность (36, в).[1]

Основываясь на этих данных, едва ли можно сомневаться, что и продолжение хр. Черского между Индигиркой и Колымой было покрыто громадными ледниками, как равно и восточный конец хребта между Колымой и Омолоном, что выяснит продолжающаяся экспедиция того же геолога, уже обнаружившая присутствие высоких горных цепей в бассейне р. Колымы.[2] С полной уверенностью можно предположить и сильное оледенение

[1] Если ледники восточной части хр. Верхоянского доходили до р. Лены, покрывая Ленско-Алданское плато, то к западу от меридиана устья р. Алдана и далее до полярного круга, где водораздел хребта отстоит от берега Лены только на 100—120 *км*, ледники могли не только доходить до Лены, но даже переходить более или менее далеко на левый берег; может быть бесчисленные озера низменности низовий р. Вилюя расположены среди моренного ландшафта или обусловлены таянием ископаемого льда, остатками ледника.

[2] В последнем путевом отчете С. Обручев сообщает, что в хр. Тас-Кыстабыт оледенение захватывало весь хребет и даже его пьедестал — Нерскую впадину. В хр. Черского наиболее свежи следы на высотах свыше 1400—1600 *м*, но морены этого последнего оледенения расположены на высоте всего 100 *м* над Колымой, т. е. на 400—500 *м* абс. выс. Предпоследнее же более сильное оледенение захватывало подножие гранитных

хр. Колымского и Анадырского, т. е. восточной части внешней дуги (Верхоянской). Некоторые данные об оледенении южного склона хр. Колымского сообщил Казанский, нашедший валунные глины, похожие на моренные, в долине р. Эквы на Сивучьем полуострове Охотского побережья, залегающие террасообразно и изобилующие валунами преимущественно гранита (34, а). Западнее, по рр. Гусинке и Кухтую в бассейне р. Охоты, он встретил, начиная с абс. выс. около 300 *м*, огромные, большею частью гранитные валуны и валунные глины; тут же появляются многочисленные горные озера, и местность несколько напоминает ледниковый ландшафт Шотландии. Казанский думает, что здесь имеются настоящие ледниковые отложения, не доходящие на 100 *км* до берега моря (34, б). Это не противоречит его наблюдению по р. Экве почти на берегу моря, так как в бассейне р. Охоты и Кухтуя водораздел Колымского хребта отстоит дальше от моря километров на 100. В общем, судя по этим данным, ледники южного склона этого хребта имели до 200 *км* длины, спускаясь до абс. выс. 300 *м* на западе и почти до уровня моря, восточнее.

Плоская возвышенность *Ленско-Алданского водораздела* к югу и западу от низовий р. Алдана представляет бесчисленные озера и аласы — лишенные стока впадины, объясняемые оседанием почвы в связи с таянием масс ископаемого льда, залегающих среди четвертичных наносов. Григорьев, изучавший их, сообщает, что последние представляют слоистую толщу из галечника и крупного песка; переслаиванье то правильное, то линзами; в песках часто диагональная слоистость; галька состоит частью из пород, чуждых хр. Верхоянскому, вероятно принесенных с верховий Алдана и с хр. Станового. Но в северовосточной части плато верхняя часть толщи представляет мощные пласты очень крупного галечника с верхоянскими породами. На этой слоистой толще залегает неслоистый суглинок, содержащий массы льда в 25—30 *м* толщины и достигающий еще большей мощности. Эти ледяные массы Григорьев, на основании структуры льда, считает остатками фирна последнего оледенения, полагая, что в эту эпоху на плато лежали обширные неподвижные фирновые поля, заносившиеся пылью и илом как летними талыми водами, так и ветрами (35, а, б). Но в таком случае граница вечного снега в эту последнюю эпоху должна была проходить ниже уровня плато, т. е. на абсолютной высоте около 100 *м* и

цепей, и ледники, выходившие из долин, сливались в общий шлейф, покрывавший пьедестал километров на 6 от массива; отдельные большие ледники выдвигались еще дальше. Следы этого оледенения сильно пострадали от размыва и встречаются гораздо реже. Вне пределов хр. Черского ледниковые формы удалось отметить только в 60 *км* ниже Сеймчана, дальше, повидимому, распространялись только ледники самого древнего оледенения, следы которых в долине Колымы не сохранились; этому оледенению (материкового типа и первому из трех) можно приписать образование необычайного обилия озер к северу от 66—67° и к западу от Колымы (147, стр. 575, 576).

приходится спросить, почему же ледники хр. Верхоянского остановились у его подножия, а не спускались на плато? В последнем случае эти ископаемые льды могли бы представлять оторвавшиеся при быстром отступании части ледников, так называемый мертвый лед (Toteis), который, например, в Германии, по новым данным, играл известную роль в создании послеледникового ландшафта. Против этого предположения говорит отсутствие валунных глин и вообще ледниковых отложений в составе наносов плато. Григорьев находит объяснение в условиях резко континентального климата Якутии (менее континентального, чем теперь), благодаря которому ледники не получали достаточного питания, чтобы выходить за пределы подножий и предгорий горных цепей, а впадины и равнины, хотя и лежавшие выше снеговой линии, получали еще меньше осадков, так что на них могли накопляться только небольшие толщи фирна, остававшиеся неподвижными (32, б, стр. 47).

Относительно распространения ледников северного склона хр. Черского на севере наблюдений еще нет. Но северное положение всей местности (67—71°) и присутствие горных цепей и групп, достигающих 600—1000 *м* абс. выс. (хр. Куллар, Тас-хаяхтах, Полоусный, Пелевой, Алазейский, горы по Б. и М. Анюям) заставляет думать, что и здесь повсюду были свои центры оледенения, и возможно, что вся страна скрывалась под ледниковым покровом, как полагал Севастьянов (32, а), а еще ранее Толль (30, б). Григорьев полагает, что обширные впадины и равнины этой местности были покрыты неподвижными фирновыми полями, таяние остатков которых в виде ископаемого льда обусловило образование многочисленных озерков и аласов, как на Ленско-Алданском плато; это мнение высказал ранее Воллосович, наблюдавший, что дно озер состоит из льда (38, в), а еще ранее Матюшкин, спутник Врангеля, описывая озера прибрежной полосы, указал, что уровень соседних озер иногда различный, т. е. что между ними нет подземного сообщения, а в плотинах между ними под тонким слоем чернозема залегает лед (32, б, стр. 42).

Этот ископаемый лед имеет также обширное распространение по побережью Ледовитого моря и на Новосибирских островах; к западу от Лены, в устьях Хатанги, Анабары и Оленека его наблюдали Чекановский, Толль и Толмачев, а к востоку от Лены и на островах — Бунге, Толль, Матисен, Бруснев, Воллосович, Скворцов, Толмачев, Майдель, Герц, Севастьянов (последние трое в берегах рек значительно южнее); относительно генезиса этого льда были высказаны различные гипотезы. Не отрицая возможности более позднего образования ископаемого льда из снеговых сугробов, речных наледей и промерзших до дна озерков, спасшихся от таяния перекрытием наносами, а также современного образования ледяных жил и клиньев замерзанием талых вод, проникающих в трещины вечно-мерзлой почвы, приходится думать, что большинство масс ископаемого льда представляет

продукт ледникового периода, частью в качестве мертвых льдов, оторвавшихся от ледников при их отступании, частью же в качестве остатков неподвижных фирновых полей. В пользу ледникового возраста этих льдов говорят остатки фауны и флоры, находимые очень часто в клинообразных и столбообразных массах слоистого наноса, залегающих среди льда, согласно наблюдениям Бунге, Толля, Воллосовича на Новосибирских островах, Толля, Матисена, Герца и Майделя в разных местах на материке. В береговых обрывах Ледовитого моря толща льда достигает, по Скворцову, 15—17 *м*, иногда до 60 *м* мощности и местами представляет два слоя, разделенные толщей глины с костями млекопитающих, особенно мамонта (142). На Большом Ляховском острове Воллосович в обрывах также видел два слоя льда, разделенные отложениями грязевых потоков (38, 6, стр. 320) и относит их к двум эпохам оледенения; по его мнению лед представляет остатки снеговых сугробов. Толль считал массы льда этого острова остатками материкового ледника, покрывавшего как эти острова, так и берега Сибири на всем протяжении от хр. Хара-улах до Чаунской губы и на 200 *км* вглубь материка (30, 6, карта). В пользу мнения Толля говорят его наблюдения на Новосибирских островах, где ископаемые льды связаны с валунной глиной. На о. Котельном по р. Балыктах лед лежит на валунной глине в 1—2.5 *м*, подстилаемой третичными отложениями; на о. Фаддеевском повсюду залегает очень песчаный валунный суглинок, а на низменной южной части острова тянутся с севера на юг длинные холмы, похожие на озы или друмлины из гальки и валунов, источник которых Толль находил в гранитных горах о. Большого Ляховского (30, 6). На о. Новая Сибирь видны то валунные пески с шлифованными валунами до 1 *м* в диаметре, лежащие на третичных осадках или на морской глине с *Yoldia*, то ископаемый лед в 17—20 *м*, покрытый соленосной морской глиной и местами спускающийся на дно моря. Кроме этих островов, с которых спускались ледники [на самом северном, о. Беннета (77° с. ш.) ледники существуют и теперь], центром оледенения должны были быть и высоты Святого Носа на берегу материка, достигающие почти 640 *м*; по Скворцову, с приближением к ним появляется песок, затем мелкие камни, и склоны их усеяны бесчисленными камнями разной величины, между которыми трудно пробираться (142). Таким образом несомненно, что часть ископаемого льда, во всяком случае те массы его, которые лежат вблизи возвышенностей, представляют остатки не фирновых полей, а ледников. Оледенение севера Яно-Колымского края было во всяком случае двукратное.

Об оледенении *Чукотского полуострова* первые данные сообщил Мюир, предполагавший сплошной ледниковый покров, одевавший высоты берегов Берингова пролива (40). Позже Даусон признал только ограниченное и чисто местное развитие ледников (41), и к нему присоединился Богданович, изучавший берега полуострова в 1900 г. Между с. Уныын и мысом Мер-

тенса он видел всхолмленные увалы песчаной глины с остроугольными камнями и крупными валунами, усеянные на поверхности огромными отторженцами. В области пролива Сенявина местность между горами представляет ледниковый ландшафт: среди каменистых увалов, усеянных отторженцами, рассеяны озера без стока на высоте около 120 *м*. Около с. Еуукан крупные валуны и обломки перемешаны в беспорядке в глинисто-иловатой массе и производят впечатление конечной морены ледника, стекавшего с высот мыса Дежнева. Богданович полагал, что во время ледникового периода Чукотский полуостров соединялся еще с Аляской, и суша простиралась на юг до о. Прибылева, на север до о. Врангеля и дальше; северная часть этой суши была покрыта массами материкового льда, а южная имела континентальный климат, более суровый, чем теперь, и ледники могли быть только в высоких горах. Образование Берингова пролива было последствием трансгрессии постплиоценового моря, и следы оледенения, которые Богданович наблюдал в Анадырском лимане и на берегах Чукотского полуострова, он относит не к ледниковому периоду, а к более позднему времени (42). Но из наблюдений на северных берегах Сибири мы знаем, что большая морская трансгрессия приурочена к эпохе между оледенениями; поэтому следы, которые Богданович наблюдал на берегах полуострова, правильнее отнести к последней ледниковой эпохе. Предпоследнее же оледенение (то, которое Богданович приурочивает ко времени до трансгрессии и образования пролива) было гораздо сильнее; судя по снимкам местности в его книге, с высот в глубине полуострова спускались огромные ледники, покрывавшие все более низкие горы, имеющие типично-округленные формы, тогда как долины корытообразны; над льдом кое-где выдавались нунатаки в виде скалистых пиков с карами, выделяющихся до сих пор среди сглаженного ландшафта. Нужно заметить, что внутренняя часть полуострова, занятая более высокими горами, совершенно не исследована со времен путешествия Биллингса и Сарычева в конце XVIII века.

В *Анадырском крае* Полевой не нашел ясных признаков оледенения, кроме сглаженной формы гор и обилия озерных котловин в верховьях р. Анадырь на южном склоне одноименного хребта; но он оговаривается, что видел эту местность только зимой, когда снег скрывал все рыхлые отложения (добавим — скрывал также все мелкие неровности рельефа — эрратические валуны, морены, бараньи лбы). В районе Анадырского лимана, в хр. Золотом, Полевой видел ясные признаки в виде форм рельефа, сглаженности скал, трогообразного профиля долин и моренного ландшафта на тундре, прилегающей к хребту. В береговых обрывах лимана видны неслоистые валунные суглинки; на некоторых валунах ясные штрихи; состав их указывает на принос с северо-востока; в этом направлении в углу залива Святого Креста возвышается г. Матачингай, достигающая 2795 *м* и очевидно представлявшая местный центр оледенения. На южном берегу лимана

ледниковые наносы видел также Богданович, но здесь они менее отчетливы (42). Но если с г. Матачингай, отстоящей от хр. Золотого на 200 *км* по прямой линии, сползал сюда ледник, то тем более нужно предполагать сильное оледенение всего хр. Анадырского, массивные плоские высоты которого достигают 800—900 *м* абс. выс. и могли питать большие ледники на обоих склонах. В общем едва ли можно сомневаться в оледенении материкового типа всего Анадырского края в максимальную эпоху и более скромного, например скандинавского типа, в последнюю эпоху. Нужно заметить, что в Аляске, оледенение которой также долго отрицалось, найдены кары, троги, бараньи лбы, морены, эрратические валуны и засыпанные моренами ископаемые льды — уцелевшие остатки ледников, так что развитие в последнюю эпоху отдельных центров оледенения в высших горных цепях и группах доказано.

Переходим теперь к следующему поясу Сибири, *среднему* по широте, расположенному между 52° и 60—61°, приблизительно.

В *Западной Сибири* в этом поясе расположены равнины и леса по нижнему течению рр. Тобола, Ишима и Иртыша, а затем Васюганские болота Обь-Иртышского водораздела, Нарымский край и Обь-Енисейский водораздел к северу от железной дороги. В виду очень небольших абсолютных высот, в этой части пояса нельзя предполагать существование самостоятельных центров оледенения; но сюда могли заходить в эпоху максимального развития ледников языки Уральского ледника с северо-запада и Тазовского с севера; холмистый рельеф, который видел Дунин-Горкавич в бассейнах рр. Югана, Балыка и Салима южнее р. Оби, может быть обусловлен конечными моренами Уральского ледника. Галька и валуны по рр. Кенге и Чижапке, упоминаемые Драницыным, могут считаться занесенными Тазовским ледником. Выяснение состава и генезиса послетретичных отложений всего этого края требует новых более тщательных и систематических исследований.

К востоку от Енисея в этом поясе расположен так называемый *Енисейский горст* с Северно- и Южноенисейским золотоносным районами. В Южном — абсолютные высоты достигают в высших точках 900—910 *м*, в средних — на водоразделах 700 *м*; в северном районе высшие вершины имеют около 1.200 *м*, средние на главном водоразделе от 700 *м* до 1.140 *м*; для широты 60—61° это довольно много, но геологи Ижицкий, Мейстер и Ячевский, изучавшие оба района в конце XIX и в начале XX века, никаких следов оледенения не обнаружили. Между тем, корытообразная форма многих долин, их ширина, не соответствующая величине современных потоков, мощность наносов в верховьях, доходящая до 30—45 *м* и состав части их из вязкой глины с остроугольными обломками, расположенными в полном беспорядке, наводили на мысль о возможности участия ледников в формировании рельефа и наносов. Поэтому меня не удивило открытие

Молчановым в 1925 г. в северном районе, в бассейне р. Нерей, правого притока р. Теи, моренного озерка Нерик в долине бокового ключа среди гор, не превышающих 600 *м* абс. выс. Озеро имеет довольно большие размеры (1.5 на 0.4 *км*) и подпружено мореной, судя по которой в долине этого ключа существовал ледник не менее 3 *км* длины; в устье долины, имеющей в низовьях форму трога, разбросаны бугры, напоминающие остатки размытой морены, что увеличит длину ледника еще на 1 *км*. Исследователь доказывает, что плотина озера не создана оползнем или обвалом и отмечает другие признаки оледенения, наблюдавшиеся им в северном районе: трогообразную форму некоторых больших долин (Енашимо, Б. Пита), эпигенетические участки в ряде долин, эрратические валуны, несколько рядов террас и состав наносов увальных россыпей в верховьях р. Енашимо, среди которых есть неслоистые толщи так называемой месники (вязкой глины) с угловатыми обломками и щебнем, очень похожей на валунную глину.[1] Но если в этой части района на горах не выше 600 *м* мог питаться ледник в 3—4 *км*, то ясно, что на главном водоразделе района с высотами до 1200 *м* оледенение было гораздо значительнее. Молчанов предполагает даже существование сплошного ледникового покрова на Енисейском горсте в эпоху максимального оледенения и объясняет этим отсутствие каров, цирков, глубоких трогов и высоких конечных морен (44, а). В южном районе он указывает «реликтовую» долину с богатыми золотоносными россыпями в верховьях рр. Б. Мурожной и Удерея, где наносы достигают более 40 *м* мощности, глубокие россыпи часто уклоняются под увалы, а в составе наносов большое участие принимает пластичная красная глина с угловатыми обломками. Зайцев, обработавший материал Клеменца 1889 г., считал эти россыпи частью элювиальными (45), но Молчанов, приводя разрез наносов, составленный Клеменцом, высказывает мнение, что и эта глина — ледниковая валунная, покрывающая доледниковую россыпь (44, а, стр. 11 и черт. 9). В виду подобного же строения наносов во многих долинах Олекминско-Витимской горной страны, хорошо знакомого мне, я могу всецело присоединиться к этому мнению. В таком случае необходимо признать прежнее оледенение и в южном районе, более слабое, чем в северном, в виду меньшей широты и меньших абсолютных высот, но все-таки скандинавского типа и с длиной ледников в 10—20 *км*, а может быть и больше. Изучение обоих районов с точки зрения их оледенения должно составить одну из очередных задач; оно может иметь и большое практическое значение, так как под валунной глиной могли уцелеть в разных местах не тронутые до сих пор глубокие и богатые россыпи. Мейстер указывает, что на Крестовоздвиженском прииске на р. Мурожной шахта в 28 *м* еще не встретила плотика,

[1] Отмечу, что в Олекминско-Витимской горной стране подобная же «месника» действительно представляет валунную глину поддонной морены ледников.

хотя под красной глиной, составляющей ложный плотик долинной россыпи, обнаружила несколько золотоносных горизонтов; в верховьях Удерея долинная россыпь часто также лежит на ложном плотике красной глины, которая пробита не была. Эти две долины были особенно богаты золотом (46, стр. 109).

К востоку от Енисейского горста в пределах рассматриваемого пояса мы находим уже менее значительные высоты водоразделов между рр. Ангарой и верховьями Подкаменной и Нижней Тунгуски. Но так как этот район со времен Козицкого не исследовал ни один геолог, то вопрос о возможности оледенения хотя бы высших точек остается открытым. Урванцев предполагает оледенение всего этого района до Подкаменной Тунгуски, как сказано выше.

К востоку от р. Лены расположено обширное *Байкальское нагорье*, в котором различают Олекминско-Витимскую горную страну на севере, в большом изгибе Лены ниже устья р. Витима, Северно-Байкальское нагорье и Средне-Витимскую горную страну южнее, Прибайкальские хребты к западу, и наконец Баргузинскую тайгу с Витимским плоскогорьем к востоку от оз. Байкала; последние распространяются на юг уже до 54—53° с. ш., но рассмотреть их удобнее вместе с более северными. Изученность этих отдельных частей Байкальского нагорья не одинакова; для большинства прежнее сильное оледенение уже установлено.

Олекминско-Витимская горная страна поднимается над Ленской плоской возвышенностью (400—500 *м*) резким уступом в 400—500 *м* и достигает по окраинам 800—1000 *м* высоты, повышаясь в Патомском нагорьи до 1200—1300 *м*, а в отдельных гольцах его (Тепторо, Пурпола, Юдиткан) до 1500—1600 *м*. Водораздел между притоками Лены и Витима—хр. Кропоткина—достигает 1500—1560 *м* на вершинах и 1200—1300 *м* на перевалах. На юговосточной окраине в верховьях р. Жуи имеем высоты от 1450 до 1825 *м*, а в верховьях р. Ченчи даже 1975 *м* (голец Лонгдор, выделяющийся своими резкими контурами над общим сильно сглаженным фоном гор).

В Олекминско-Витимской горной стране следы оледенения были обнаружены Кропоткиным, как указано выше. Значительно позже, в 1890 г., Козьмин, служивший много лет на приисках, сообщил о признаках оледенения в долинах рр. Кадаликана и Угахана Олекминской системы, рр. Накатами, Догалдына и Бодайбо Витимской системы в виде: а) изборожденных утесов и бугров, напоминающих бараньи лбы; б) озовидных холмов; в) остатков конечных морен с изборожденными и полированными глыбами на склонах; г) тонкослоистых илов (ленточных глин по современной терминологии); д) неслоистых илов с полированными и изборожденными валунами; е) скрученных давлением ледника слоев наноса и голов почвенных сланцев (47, а). Он указал также на нахождение остатков мамонта, носорога и первобытного

быка в наносах, и на отсутствие следов оледенения в долине р. М. Патом на северовосточной окраине страны, где он обнаружил остатки палеолита в виде обработанных каменными топорами бревен и палок, частью обугленных, по соседству с большим скоплением костей животных (47, 6). Оледенение страны имело, по его мнению, альпийский тип.

В 1890 и 1891 гг. я производил геологические исследования в этой стране и имел возможность видеть в разных долинах разрезы мощных наносов в открытых работах, которые убедили меня в правильности вывода Кропоткина о прежнем оледенении. Нахождение двух горизонтов валунных глин, разделенных мощной толщей в 10—20 *м* речных отложений (галечников, песков) и тонкослоистых илов (ленточных глин), позволило установить две эпохи оледенения, разделенные достаточно продолжительной междуледниковой; вторая эпоха, судя по меньшей мощности валунной глины и меньшему распространению ее, была слабее; богатые и глубокие золотоносные россыпи оказались доледниковыми. Кроме характерных наносов доказательствами оледенения я считал наблюдавшиеся мною эрратические валуны гранита, разбросанные на различной высоте в долинах, врезанных исключительно в свиту метаморфических песчаников и сланцев, затем курчавые скалы, бараньи лбы, округленные формы гольцов и гребней гор и эпигенетические участки долины р. Бодайбо. Нахождение эрратических валунов высоко на склонах и даже на водоразделах заставило меня оспаривать мнение Козьмина об альпийском типе оледенения и предполагать тип более мощный, с переходом ледников через водоразделы, склоняясь даже к сплошному оледенению Сибири (48, XXII, стр. 44—64). В отчете за второй год работ я привел еще наблюдения, доказывающие, что и долины рр. Жуи и Тоноды подвергались оледенению (48, XXIII, стр. 21, 22).

В 1900 г. началось более детальное исследование этой страны, в котором, кроме меня, участвовали Герасимов, Демин, Котульский, Мейстер и Преображенский. При этих работах вполне подтвердились прежние наблюдения над следами оледенения и были обнаружены новые факты—кое-где кары на склонах, террасы выпахивания, моренные и каровые озера, бараньи лбы, морены, озы, висячие долины, крупные изменения речной сети, обусловленные накоплением мощных ледниковых наносов, как и эпигенетические участки долин (49—53). Крупные размеры бывшего оледенения не возбуждали сомнения, но относительно главного центра его мнения разделились; я полагал, что центром являлось обширное Патомское нагорье, откуда ледники переваливали в бассейн Бодайбо через Ленско-Витимский водораздел (хр. Кропоткина); Герасимов считал центром Делюн-Уранский хребет, расположенный вне этой страны, к югу от р. Витима, откуда ледники спускались на север и переходили через Витим. Один только Мейстер, не отрицая возможности развития небольших ледников на высших горах, считал следы оледенения, указываемые другими исследователями, псевдогля-

циальными и объяснял их деятельностью оползней и грязевых потоков (валунные глины, ила, бараньи лбы, шлифовку и пр.), а эрратичность валунов гранита отрицал, полагая, что они происходят из жил этой породы, пересекающих метаморфическую свиту, но скрытых под наносами или осыпями (51, б). По этому поводу у меня была с ним полемика (51, в; 52, г), в результате которой я готов был допустить, что оледенение было не материкового типа, а скандинавского, если валуны гранита, найденные на водоразделах считать местными, из скрытых жил. Но окатанность этих валунов, их изолированность и другие признаки (52, г, стр. 256, 257), не согласуются с их местным происхождением, и перенос их ледником через водоразделы, а следовательно материковый тип оледенения, все-таки возможен. Вполне установленным можно считать двукратное оледенение этой страны—Патомского нагорья, хр. Кропоткина, массива в верховьях рр. Жуп и Нечоры и распространение ледников, достигавших 100 *км* длины и более, по долинам, расходящимся из этих центров. Вопрос о переходе ледникового покрова Патомского нагорья на юг через перевалы хр. Кропоткина в бассейн р. Бодайбо остается открытым, несмотря на меньшую высоту нагорья, на что указывал Преображенский (53, в, стр. 4): при большой площади нагорья и северном положении его, накоплявшиеся массы фирна могли создать достаточный напор, чтобы двинуть ледники и через водоразделы, которые были ниже поверхности фирновых полей. Делюн-Уранский же хребет в качестве центра оледенеиия для бассейна р. Бодайбо приходится отвергнуть, так как он по своему рельефу не мог дать питания таким длинным ледникам; он представлял один из центров оледенения Средне-Витимской горной страны, рассматриваемой ниже. Можно наметить также с некоторой уверенностью высоту снеговой линии обеих эпох оледенения, судя по положению днища каров; к первой максимальной эпохе можно отнести очень крупный кар, расположенный на левом, обращенном на север, склоне долины ключа Карового, левого притока нижнего течения р. Бодайбо; дно его лежит на высоте около 600 *м*; к той же эпохе относятся кары в верховьях р. Бодайбокан по ее правым притокам, ключам Котел и Тройному, на высоте около 720 *м* и 770 *м*; среднее из этих трех величин будет 700 *м*. К последней эпохе принадлежат менее глубокие кары в верховьях р. Бодайбо на южном склоне хр. Кропоткина и кар с озером в вершине ключа Озерного, левого притока вершины р. Б. Догалдын на западном склоне южного отрога того же хребта; дно этих кар лежит на высоте 1000—1100 *м*.

Западную окраину *Северно-Байкальского нагорья* изучал в нескольких пересечениях Преображенский, но в его предварительных отчетах следам оледенения уделено очень мало внимания; только в одном (53, г) он указал, что верховья рр. Чаи и Мамы представляли один из центров оледенения, откуда потоки льда спускались довольно низко; ледники повидимому были долинного типа; крупные пороги на р. Маме обусловлены нагромождениями

очень крупных глыб и валунов, очевидно остатками конечных морен; очень высокие валунные нагромождения вдоль склонов долины р. Чаи, вероятно, ледниковые. Мощные отложения песков, широкие террасы, открытые долины, озера на перевалах, скрадывание вершин рек, указываемые им, очевидно также находятся в связи с былым оледенением. И по этой окраине нагорье поднимается резким уступом в 400—500 *м* над Ленской плоской возвышенностью, достигая в высших грядах и группах гольцов 2000—2500 *м* абс. выс. Наблюдения Преображенского подтверждаются новейшими, еще не опубликованными данными Дитмара, видевшего в районе рр. Чаи, Чуи и Мамы обширные морены, моренные озера (напр. оз. Делик в долине р. Мамы), эрратические валуны (на склонах гор до абс. выс. 1500 *м*) и предполагающего сплошное оледенение нагорья.

Подвигаясь на восток по этому нагорью мы попадаем в *Средне-Витимскую горную страну*, где новые наблюдения убеждают в огромном развитии оледенения. Павловский, изучавший в 1928 г. район оз. Орон на р. Витиме и оз. Ничатки в бассейне р. Чары (54), пришел к выводу, что эта восточная часть нагорья целиком скрывалась под снегом и льдом; широкие трогообразные долины, иногда двойные, доказывающие двукратное оледенение, резко дисгармонируют с незначительной величиной современных потоков; висячие боковые долины, кары, конечные и боковые морены, моренные и каровые озера, курчавые скалы и бараньи лбы, ригели и эпигенетические участки речных долин — все это в совокупности не оставляет ни малейшего сомнения в бывшем оледенении. Устья каров находятся на высоте 1600—1700 *м*, а языки ледников, достигавших нескольких десятков километров длины, спускались до высоты 600—700 *м* на примыкающую с севера Приленскую плоскую возвышенность, а на запад — в глубокую долину р. Витима, запруживая последнюю огромными моренами. Загадочное оз. Орон на Витиме — переуглубленная ледником долина рр. Култушной и Сыхихты; оз. Ничатка также занимает переуглубленную долину реки. Рядом с господствующими сглаженными формами рельефа встречаются и альпийские — цепи остроконечных пиков, не превышающие общую высоту нагорья 1800—2200 *м* (54, а, 6).

Эти новые данные побудили меня пересмотреть предварительные отчеты Мейстера, изучавшего в 1909 и 1911 гг. Средне-Витимскую горную страну к западу от р. Витима и отрицавшего мощное оледенение ее (55, а, 6). Оказалось, что сам исследователь постоянно отмечал цирки, кары, каровые и моренные озера, ригели, мореноподобный ландшафт, конечные и боковые морены, корытообразную форму долин, бараньи лбы, песчано-глинистые отложения с обильными и крупными валунами, но только старался объяснить все эти убедительные явления не деятельностью ледников, а другими агентами — эрозией, накоплением горных осыпей, переработкой последних водой, т. е. считал их целиком псевдогляциальными (56).

Но исследователь менее предубежденный, чем Мейстер, несомненно сделал бы иные выводы, и нельзя сомневаться, что западная часть Средне-Витимской горной страны в районе хр. Делюн-Уранского и Северно-Муйского была покрыта столь же мощным ледниковым плащем, как и восточная, и что ледники в 50—70 *км* длины и даже более спускались в долины рр. Витима, Нерпо, трех Мамуканов, Большой и Малой Кункудери, Верхней Ангары, Чуро и Парамы. И в этой местности рядом со сглаженными формами рельефа резко выдаются цепи острых крутобоких пиков, разделенных глубокими и узкими седловинами—хр. Делюн-Уранский и хребет между Верхней Ангарой и Чуро. Первая цепь видна издалека с севера, с высоты гольцов бассейна р. Бодайбо, на южном горизонте на расстоянии более 100 *км* и кажется очень высокой, с полосами снега; ее внушительный облик, вероятно, и навел Герасимова на предположение, что это и есть центр оледенения бассейна р. Бодайбо. Абсолютные высоты здесь от 1000—1500 *м* на перевалах и до 2000 *м* на вершинах. Нужно отметить, что признаки сильного оледенения хр. Северно-Муйского к востоку от р. Витима указал раньше Никитин, прошедший в 1917 г. с устья р. Муи по рр. Конде и Чаре; он упоминает кары, ригели, многочисленные озера и моренные ландшафты, висячие долины, но в своем кратком отчете (57) не дал ни сводки своих наблюдений, ни выводов из них.

Хребты Онотский и *Приморский*, окаймляющие с запада оз. Байкал, исследовал главным образом Черский, в отчетах которого мы не найдем данных о следах оледенения за исключением неоднократного упоминания о «вымерших» долинах; последние он объяснял понижением уровня оз. Байкала, т. е. базиса эрозии, в послетретичное время; но я полагаю, что во многих случаях эти вымершие долины при будущих исследованиях будут признаны висячими ледниковыми.

В последнее время северную часть Прибайкалья в бассейне р. Тыи и с. Горемыки под 55—56° с. ш. исследовал Тетяев. В первом отчете он говорит только, что совершенно не встречал (в бассейне р. Тыи) типичных ледниковых форм рельефа и образований, за исключением крупных валунов пород, чуждых данной местности, на довольно высоких вершинах, которые и являются возможными свидетелями оледенения, следы которого, вероятно, совершенно уничтожены эрозией (58, а). Во втором отчете мы находим гораздо больше данных: указаны альпийские формы гольцов с многочисленными цирками, напоминающими кары, преобладающий корытообразный тип долин с почти отвесными боками, висячие долины мелких ключей в гольцовой части нагорья, мощная толща песчано-валунных отложений на водоразделе Гоуджокита и Грамны с валунами чуждых пород. Но все эти факты Тетяев старается объяснить «не прибегая к гипотезам, усложняющим историю местности», процессами эрозии в связи с понижением уровня Байкала, т. е. является последова-

телем Черского и Мейстера (58, 6). Между тем фотографические снимки в отчете Тетяева производят определенное впечатление страны подвергавшейся оледенению; на некоторых различим моренный ландшафт. Отсутствие полированных и изборожденных валунов, на которое ссылается этот геолог, не доказательно, так как этот признак оледенения, хотя очень важный, но легко уничтожаемый; кроме того неизвестно, насколько часто и внимательно изучались валуны. Поэтому вполне возможно, что гольцевое нагорье в бассейне р. Тыи и в районе с. Горемыки было занято ледниковым покровом; абсолютные высоты достигают здесь 1900—2100 *м*; тип оледенения, судя по рельефу местности, скорее всего был скандинавский и длина ледников значительная. Возможно также, что и южнее, вплоть до верховий р. Анги, высшие части Охотского и особенно Приморского хребтов, достигающие 1600—1700 *м*, были покрыты фирном и питали хотя бы небольшие ледники, судя по положению снеговой линии в еще более южной местности— в Восточном Саяне в ледниковый период.

К востоку от оз. Байкала под теми же широтами в *Баргузинской тайге* на Витимском плоскогорьи и окаймляющих его с севера и запада хребтах Южно-Муйском, Икатском, Баргузинском многочисленные следы оледенения наблюдал Котульский, подтверждая выводы Кропоткина о ледниковом покрове на плоскогорьи; и здесь распространены кары, каровые и моренные озера, бараньи лбы, эрратические валуны, валунные террасы и наносы, боковые и конечные морены, слагающие моренные ландшафты, наконец эпигенетические участки долин. С хребтов, достигающих 1700—2100 *м*, ледники спускались далеко в долины Баргузина, Ципы, Ципикана, Муи, Витимкана и многих других рек и речек (59). Бараньи лбы, озера и другие следы оледенения в долинах Чины и Ципикана заметил и Демин, судя по оставленным им запискам (59, вып. IX, стр. 57). Очень мало данных об оледенении находим у Свитальского, обработавшего материалы Демина и продолжавшего исследования в его районе; он упоминает только моренный ландшафт по р. Малому Бомбуйко, отрицая его ледниковый генезис, и кары на гольцах Дюмнока на высоте почти 2100 *м* (60).

Совершенно определенно говорит о прежнем оледенении части этого района Эскола, мнение которого, как финляндца, хорошо знакомого с ледниковыми следами на своей родине, можно считать особенно ценным. Участвуя в 1914 г. в радиевой экспедиции в Забайкальи, организованной московским купечеством, он изучал между прочим долину р. Баргузина, перевал из нее к р. Намаме, притоку р. Светлой, впадающей слева в р. Верхнюю Ангару, и часть бассейна р. Светлой. Первые следы он встретил по почтовому тракту в 11 *км* выше с. Умхей в виде друмлиноподобных холмов, моренного ландшафта и эрратических валунов. Озеро Балантамур в вершине Баргузина несомненно моренное. По рр. Сининде, Намаме, Светлой, Октокиту, Ламбаушу повсюду развиты морены с озерками, эрратические валуны,

трогообразные формы долин, а на гребнях гор цирки с каровыми озерами. Большой общий ледник спускался по долине Намамы и параллельной ей соседней долине Сининды, покрывая склоны, вершины и перевалы, поднимавшиеся до 400—500 *м* над дном долин, и делился на две ветви—одну по Намаме до Светлой, где сливался с ледником последней, другую по Сининде до долины Баргузина, имевшей также свой ледник. Из боковых долин небольших ключей к этим главным ледникам спускались второстепенные. Судя по карте, приведенной у Эскола, главные ледники имели не менее 30—40 *км* длины, а на 10 снимках виден ледниковый ландшафт. Абсолютные высоты каров и конечных морен в статье не указаны (61).

Нужно заметить, что Миткевич-Волчасский, разведывавший в 1911 г. медное месторождение по р. Октокиту, левому притоку Намамы, упоминает о моренном ландшафте правого берега долины Намамы с рядом своеобразных озер среди увалов, сложенных из рыхлых отложений, против медного рудника, а также об огромных валунах гранита в русле Намамы (62).

Итак мы имеем уже достаточно данных, чтобы предполагать обширное и двукратное оледенение Байкальского нагорья от Патомского нагорья на севере под 60° с. ш. до верховий Анги и Турки под 53° с. ш. на юге, с постепенным уменьшением его размеров от материкового типа на севере до альпийского на юге и с развитием ледников, достигавших на севере десятков километров в длину. На восток от р. Витима область оледенения, как показали наблюдения Павловского и Никитина, отмеченные выше, распространяется до верховий рр. Чары и Токко по хребтам Северно- и Южно-Муйскому. Южнее, в бассейне р. Калар, по последним данным Бобина, еще не опубликованным, следы оледенения также обильны; он видел кары, висячие долины, конечные и боковые морены, трогообразные формы долин, эрратические валуны гранита на сланцевых горах, валуны со штриховкой по рр. Калакану-Каларскому, Четканде, Тукалаче и самому Калару; абсолютные высоты в хр. Каларском (в излучине Калара) достигают 2400—3000 *м*, а в Четкандинской горной стране (продолжении Южно-Муйского хр.) 2000—2500 *м*; об абсолютной высоте морен данных еще нет, указан только цирк на высоте 2000 *м* в хр. Каларском. Карта при отчете Кропоткина (2, б) уже показывала много озер по Калару и его притокам. Весьма вероятно, что оледенение распространялось и на Олекминско-Витимский водораздел, достигающий здесь 1600—1700 *м*.

Восточнее за р. Олекмой и верхним Алданом, расположен под 57—59° с. ш. недавно открытый *Алданский золотоносный район*, содержащий группы и цепи гольцов в 1500—1700 *м*, т. е. столько же, сколько Патомское нагорье и хр. Кропоткина. Хотя геологи, исследовавшие этот район,[1] не упоминают о признаках бывшего оледенения, но широта местности и абсолютные

[1] Отчеты еще не напечатаны.

высоты гор делают его весьма вероятным, хотя бы альпийского типа на отдельных гольцах и группах гольцов, что должно выяснить изучение района более опытными в отношении глациологии геологами. Еще восточнее, между рр. Тымптон и Учур с притоками последнего Гонам и Гынам, в местности почти неизвестной в геологическом отношении, также имеются группы и цепи высоких гольцов, которые могли быть центрами оледенения.

Затем мы встречаем дугу *хр. Станового* вдоль берега Охотского моря и западнее, в качестве главного водораздела между бассейнами Амура и Лены до прорыва его р. Олекмой ниже устья р. Нюкжи. В этой западной части Становой водораздел состоит из двух, местами даже из трех, цепей, во многих местах поднимающихся до 1800—2000 *м* и выше, до 2600 *м* в верховьях р. Зеи, т. е. достаточно высоко для возможности оледенения под широтой 55—56°; продольные долины верховий рек между цепями могли представлять обширные фирновые бассейны для питания ледников. К сожалению о следах оледенения в этой части хр. Станового ничего не известно, хотя геолог Анерт изучал ее в 1902 г. в нескольких местах. В северной части, вдоль Охотского моря, хр. Становой также состоит из двух, местами из трех цепей — Джугджура, хр. Срединного и Приморского; первые два достигают на перевалах 1000—1200 *м*, на вершинах до 2000 *м*, а широта здесь от 56 до 60°. Богданович, изучавший Аянский район в 1896 г., ничего не сообщает о следах оледенения, хотя производил разведки на золото, т. е. знакомился с составом наносов. Нужно заметить, что хр. Становой на всем протяжении, особенно в северной части, отличается обилием зимних осадков; в долинах зимние пурги наметают массы снега, затрудняющие сообщение Аяна и Охотска с Якутском. Ввиду этого едва ли можно сомневаться, что и хр. Становой подвергался оледенению в том или другом размере, а отсутствие сведений о его следах приходится объяснить тем, что геологи, производившие здесь исследования, находясь под влиянием выводов Воейкова и Черского, не обращали внимания на признаки древнего оледенения.[1] Северный конец Станового хребта упирается в дугу хр. Верхоянского, сильное оледенение которого не могло не распространиться и на первый, во всяком случае на ближайшую его часть.

На *полуострове Камчатке*, расположенном под теми же широтами 53—60° (кроме самой южной части), ледники имеются и теперь, а прежнее развитие их было значительно больше. Богданович, изучавший полуостров в 1897 г., видел в верховьях р. Тигил в хр. Белом ледники, длиной до 1.5 *км*, питаемые фирновыми полями, расположенными на 1615—1640 *м*, и кончающиеся на высоте 1470 *м*; по методу Куровского он определил высоту

[1] Во время полета в Японию «Граф Цеппелин» пролетел над Становым хребтом; снятые фотографии показывают хорошо округленные гольцовые цепи и кое-где формы, которые можно считать карами (Ztschr. d. Ges. für Erdkunde, Berlin, 1930, № 1/2, S. 70).

снеговой линии в 1500 *м*, но считает эту цифру несколько высокой, так как открытые им висячие ледники в группе Алнгей того же хребта, достигающей едва 1500 *м*, спускаются до 730 *м*. На Коряцкой сопке (3512 *м*) он определил высоту снеговой линии в 1600 *м*, на вулкане Хоашен (3050 *м*) от 1500 до 1800 *м* и на вулкане Шивелуч (3206 *м*) — 1500 *м*. Он считает вероятным, что в средней и южной Камчатке снеговая линия не спускается ниже 1700 *м*. Он упоминает также о следах прежнего большего развития ледников в виде конечных морен и озерков, расположенных уступами; он видел старые морены на высоте 687 *м*, а в районе вулкана Анаун даже на 630 *м* в долинах, уже не заходящих в область постоянного снега (65).

Большое развитие древнего оледенения Камчатки наблюдали члены экспедиции Рябушинского 1908—1909 г. Ботаник Комаров видел моренные озера и старые морены даже в среднем течении рек; эти морены представляют увалы с неровной бугристой поверхностью, обилующей котловинами разной величины и формы; они состоят из желтого песка и мало окатанных камней, а разрезы по оврагам и в берегах рек показывают, что материал не слоист и не сортирован. Наиболее ясны моренные области Начикинская, в истоках рр. Кирганик и Кимитиной. В Коряцкой и Начикинской долинах есть кары, врезанные в глубине цирков; оз. Ближнее на берегу Авачинской губы моренное, откуда следует, что ледник спускался здесь почти до уровня моря (63).[1] Геолог Конради подтверждает прежнее гораздо более значительное и притом повторное оледенение Камчатки в период, непосредственно предшествовавший образованию современных действующих вулканов. На юге некоторые долины имеют характерную форму двойного и даже тройного «U», указывая повторное углубление ложа ледников. В хребтах сохранились кары, а в некоторых местах, например в районе Начики, бросаются в глаза сглаженные формы рельефа местности, бывшей под льдом, рядом с утесистыми крутыми гребнями хребтов, поднимавшихся над фирном и ледниками (64).

Следовательно, нельзя сомневаться в прежнем значительно большем оледенении Камчатки, но альпийского типа, в зависимости от рельефа страны, за исключением самой северной части, где водораздел Парапольского дола представляет широкую плоскую возвышенность, на которой мог развиться ледниковый покров скандинавского или материкового типа.

[1] Сводку наблюдений Комарова и Богдановича дал Рейнгард (A. L. Reinhard. Über die eiszeitliche Vergletscherung Kamtschatkas. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1915, № 3, SS. 180—183): он пришел к выводу, что в восточной части Камчатки ледники спускались до океана, в западной же береговая полоса в 60—100 *км* ширины до абсолютной высоты 300 *м* оставалась не покрытой льдом; и тогда, как и теперь, восточный склон получал больше осадков, чем западный. Но о сплошном покрове материкового типа едва ли можно говорить.

Переходим теперь к самому *южному поясу* Сибири, пограничному с Джунгарией и Монголией; хотя широта здесь от 48° до 55°, но зато абсолютные высоты во многих местах наиболее значительные и в трех местностях (Саур, Алтай и Вост. Саян) оледенение имеется еще и теперь.

В *хр. Тарбагатай*, высшая часть которого по обе стороны перевала Хабар-асу достигает 2200—2400 *м*, Михаэлис еще в 1871 г. наблюдал на северном склоне в долине р. Джаланаш-уласты, у устья, неслоистый нанос из глины с гнездами песка и беспорядочно расположенными валунами, хорошо округленными, величиной не более подушки; на его поверхности видны были громадные и совершенно правильные гряды, направленные с юга на север поперек долины. Он полагал, что эта долина была дном озера или залива, в который попадали льды нескольких небольших ледников Тарбагатая (4, а). Возможно, что это конечная морена ледника, достигавшего в таком случае 40 *км*. Из позднейших исследователей следы оледенения упоминает только Чурин, именно около озера Кок-куль в верховьях р. Сай-асу на южном склоне водораздела, на высоте 2400 *м*, которые похожи на моренные; но он сам сомневается в этом, предполагая выпахивание (?) котловины озера глыбами смерзшегося снега (66). Я пересек Тарбагатай в его высшей части по перевалу Хабар-асу в 1905 г., но, к сожалению, не обратил внимания на возможность прежнего оледенения; на основании позднейших наблюдений в соседних к востоку и югу хребтах Джунгарии, где я встретил несомненные признаки значительного оледенения (см. ниже) я уверен, что и Тарбагатай в своей высшей части имел ледниковый покров.

В соседнем к востоку *хр. Сауре* первые следы оледенения обнаружил тот же Михаэлис в 1871 г. (4, а) и вторично писал о них в 1886 г. (4, б); он видел на северном склоне группы Мус-тау, несущей и теперь еще ледники до 4.5 *км*, поле эрратических валунов сиенито-гранита в долине одной из вершин р. Кендерлык, врезанной в осадочные породы. Профиль долины, начиная с абсолютной высоты 900 *м*, переходит из формы буквы «V» в форму буквы «U». Современные и древние ледники Саура позже изучали и описали Седельников, Сапожников и Резниченко. Согласно последнему, хребет в группе Мус-тау покрыт снегом на протяжении 40 *км*, начиная с высоты 3330—3350 *м* на северном склоне; средняя высота вершин 3600—3700 *м*; ледники большей частью висячие или каровые и только 3 или 4 являются долинными, оканчиваясь на высоте 3010—3060 *м*. Следы оледенения наблюдаются по всем долинам бассейна р. Кендерлык, питающимся современными ледниками, в виде великолепно развитых морен на протяжении около 15 *км* (67, а). Седельников упоминает обильные следы оледенения в виде морен, валунных глин, гряд валунов, уступов (ригелей) в верховьях долин, а также цирков и озерков как вблизи конца современных ледников, так и в долинах, в настоящее время лишенных ледников, например, по рр. Бугу-джайляу, Кара-кайя, Узень, Алыбай, Караунгур (68, а).

В ур. Тас он видел огромные, почти голые морены гигантского ледника, залегавшего по дуге, охватывающей истоки рр. Теректы и Ак-джара (левый приток Кендерлыка) на высоте 3000 *м* (68, б). Он говорит, что в Сауре и Мус-тау трудно указать речную долину, в которой не было бы ледниковых следов. Главными ледниковыми центрами являлись истоки рр. Улькун-уласты, Обы и плоскогорье Тас с окружающими вершинами; с последнего ледники спускались в бассейны рр. Кендерлыка, Джемени, Уйдене и Чаган-обо; по долине р. Обы моренные валы и озерки сохранились на 12—15 *км* ниже современного ледника, а моренный ландшафт спускается еще на несколько километров ниже; широкая долина у Улькун-Уласты выпахана на 25 *км* (68, в, стр. 180, 181). Сапожников указывает ясные старые морены в верховьях рр. Алыбая и Б. Обы (69, а). Все эти данные относятся только к последней ледниковой эпохе, так как менее ясные следы наблюдались гораздо ниже и дальше. Нехорошев видел валунные отложения в низовьях р. Кендерлык перед выходом ее на Зайсанскую равнину (абс. выс. около 650 *м*); на хр. Сайкан высоты вверх от 1200—1400 *м* представляют толщи валунной глины до нескольких метров мощности; валуны угловатые и округленные. По р. Б. Джемени в более низкой западной части Саура он же видел древнюю морену с валунами до 0.7 *м* на высоте около 1060 *м* и полагает, что нижней границей оледенения (снеговой линией?) в Сауре можно принять высоту в 1500—2000 *м* (70). Прасолов наблюдал хорошо выраженные морены значительно ниже конца современных ледников, а еще ниже — террасы из крупных валунов; верховья долин имеют характерную корытообразную форму (напр. Б. Оба, Алабай). Подсчет по горизонталям двухверстной карты дает абсолютную высоту конца ледников 3000 *м*; ясно выраженный моренный ландшафт он наблюдал и в долинах, где теперь ледников нет, например, на р. Джалпак-карагай (подтверждаемый двумя фотографиями, из них одна с моренным озером) и соседних с ней, в системе р. Дарана-узень, левого притока р. Кендерлык. Он предполагает, что под снегом были все плоские хребты, разделяющие долины рек, например, ур. Тас, с которого глубокими карами (на высоте 2800 *м*) начинаются долины Джалпак-карагай и др. Высшая точка ур. Тас достигает 2944 *м* (141, стр. 150—151).

Я наблюдал следы оледенения на южном склоне Саура по обе стороны от перевала Чаган-обо; ледники, спускавшиеся с хребта, выходили как в долину Кобу у его южного подножия, так и в долину р. Чаган-обо, оканчиваясь на высоте 2000 *м*; конечные и боковые морены не оставляли в этом сомнения, а вверх по р. Кызыл-узень встречены более свежие конечные морены последующих этапов отступания. Короткий и крутой южный склон Саура очевидно не был благоприятен для развития более длинных ледников, которые на северном склоне спускались гораздо ниже, судя по данным Нехорошева, соответствующим орографическим особенностям этого хребта

(71). Оледенение его в максимальную эпоху имело скандинавский тип, а в последнюю — альпийский.

К северу от долины Черного Иртыша располагается длинная цепь *Южного Алтая*, протягивающаяся на 260 *км* от правого берега р. Иртыша до начала Монгольского Алтая в группе Табынь-богдо. В 1908 г. Седельников обнаружил ясные следы крупного оледенения в западной части, в горах Джайдах хр. Нарымского и в горах Кузгунды хр. Сарымсактинского; в первых они менее явственны и исследователь относит их к более древней эпохе (цирки с моренными озерками); абс. выс. вершин 2700 *м*. В г. Кузгунды на каждом шагу встречались ледниковые цирки, моренные озерки, громадные морены; в некоторых цирках сохранились снежники и свежие морены; на протяжении 10—15 *км* морены сохранили свое расположение и свежесть (68, б). В том же году Пилипенко нашел следы оледенения в виде эрратических валунов, оглаженных скал, шрамов и бараньего лба в долине р. Бухтармы, в местности Большого и Малого Кальтырь, выше д. Березовки, возле д. Берели и в долине р. Берели и измерил направления шрамов; оглаженные скалы он видел на высоте 300 *м* над уровнем р. Белой Берели и пришел к выводу, что Берельский и Бухтарминский ледники достигали нескольких десятков километров длины, спускались ниже 1100 *м* абс. выс. и имели мощность в несколько сот метров. Оледенение Алтая, насколько можно судить, не уступало по размерам оледенению других горных цепей той же высоты (72, а).

Гранэ в 1909 г. прошел по долине р. Бухтармы и на плато Укок и обнаружил ясные и разнообразные следы оледенения, которые привели его к выводу, что все плато Укок и долина Бухтармы были покрыты льдом на протяжении не менее 130 *км*, нижняя граница ледника находилась на 1600 *м* ниже современной, на высоте около 900 *м*. Ледник во время сокращения сделал две остановки, отложив конечные морены, нижние по Бухтарме на высоте 1590 *м* и 1000 *м* ниже современного конца, и верхние в верховьях р. Калгутты на высоте 2840 *м* и 400 *м* ниже современного конца. Талые воды собирались в озерах, теперь большею частью высохших, и стекали в виде рек, имевших гораздо бóльшие размеры по сравнению с современными (73, д, стр. 13—39).

Резниченко изучал Южный Алтай в 1909—1912 гг. и дал подробное описание с картой древнего оледенения до вершины р. Бухтармы (67, б). По его данным в этом хребте теперь существует 95 ледников (из них 18 долинных, остальные висячие и каровые), занимающих площадь около 31 *кв. км*; нижние концы каровых ледников находятся на высоте 2600—3000 *м*. Следы древнего оледенения многочисленны и разнообразны: громадные продольные и конечные морены, каровые и моренные озера, трогообразная форма долин, ригели, бараньи лбы, курчавые и шлифованные скалы и т. д. (многое видно на фотографиях автора). Высота снеговой линии, судя по

нижнему пределу неактивных каров, была от 1900 до 2500 *м* при высоте гор до 3200—3300 *м* и современной снеговой линии 2800—2900 *м*. Языки ледников спускались максимум до 730 *м* (Бухтарминский), чаще же до высоты 1220 *м* (Ак-кабинский), 1380 *м* (Арасан-кабинский) и 1600—1800 *м*; длина их доходила до 150 *км* (Бухтарминский), чаще 15—20 *км* (Ак-кабинский 62 *км*, Арасан-кабинский 36 *км*). Судя по вставленным друг в друга трогам оледенение было по крайней мере двукратное, при чем первое было значительнее; следы его Резниченко показывает по всему хр. Нарымскому, тогда как второе захватило только его восточную часть; это согласуется и с вышеприведенными данными Седельникова о большей древности оледенения гор Джайдак. Небольшое двукратное оледенение было и в более южном и низком хр. Курчумском, ограничивающем с севера впадину оз. Маркакуль; здесь следы его в горах Сары-тау в виде моренных валов впервые заметили Струве и Потанин в 1863 г. (74).

Янишевский в 1913 г. видел ясные следы боковых морен, громадные эрратические валуны на значительной высоте по склонам долин, типично ледниковый ландшафт, остатки ледниковых озер в различных стадиях исчезновения, курчавые скалы, бараньи лбы, троговую форму долин и флювиогляциальные отложения. Он приводит примеры из долин рр. Бухтармы, Ак-кабы, Кара-кабы, Арасан-кабы, Сарымсакты и Теректы; по первой следы видны на протяжении 120 *км* почти до ст. Алтайской; ледник Бухтармы у д. Арчаты отделял ветвь на запад через перевал Коко-даба в 1900 *м*, на котором рассеяны эрратические валуны; у пос. Урыльского она нагромоздила морену в 400 *м* вышины. Остатки боковых морен видны на высоте 400 *м* над уровнем реки, так что мощность льда была не меньше. Ледник Ак-кабы имел 40—45 *км*, Кара-кабы не менее 25 *км*, Арасан-кабы 32—35 *км*. Исследователь полагает, что кроме большого оледенения было еще второе, значительно меньшее (75).

Таким образом былое оледенение Южного Алтая вполне установлено; судя по рельефу цепи оно и в максимальную эпоху имело скорее альпийский тип, местами, например, в Нарымском хребте, более плоском, — переходивший в скандинавский, а на плато Укок — даже в материковый, и вообще по размерам едва ли много уступало оледенению Альп в ледниковый период, судя по размерам ледников. В последнюю эпоху оно сократилось значительно, освободив большую часть хр. Нарымского, но все-таки имело еще внушительные размеры.

О древнем и современном оледенении *Русского Алтая* за последние 30 лет накопилось уже столько данных, что детальное изложение их в нашем обзоре невозможно. Первые шаги по изучению этой горной страны в отношении следов ледникового периода, сделанные до путешествий Сапожникова, рассмотрены нами выше. Первые данные о крупных размерах былого оледенения собрал в 1901 г. Игнатов, изучавший Телецкое озеро и

долину р. Чулышман; в вершине последнего он обнаружил на нагорьи вокруг оз. Джувлу-куль огромное количество эрратических валунов гранита, принесенных с соседних высот в Монголии, затем конечные, донные и боковые морены и полированные скалы в долине Чулышмана и вокруг озер в верховьях Большого Улагана; он высказал мнение о ледниковом происхождении всех этих озер, а также рыхлых конгломератов, слагающих террасы в долине Чулышмана ниже устья р. Чульчи и на берегу Телецкого озера (из его описания ясно, что это — валунные глины). Таким образом выходило, что Чулышманский ледник спускался до оз. Телецкого, т. е. имел более 200 *км* длины (76).

Сапожников уже в 1899 г., после поездки в Чуйские Альпы, высказал мнение, что современные ледники Алтая представляют только небольшие остатки прежде существовавших (76, а). Здесь и позже в Центральном Алтае он видел моренные насыпи, полированные скалы с шрамами и другие признаки значительно ниже современных ледников в долинах Белой Берели, Иедыгема, Кочурлы, Аргута и особенно Чегак-узуна и пришел к убеждению, что прежнее развитие ледников было гораздо больше (77, б). Позже в 1908 г. Пилипенко сделал ряд наблюдений в бассейнах рр. Бухтармы, Катуни и Чарыша и пришел к выводам, указанным выше, относительно размеров Бухтарминского ледника; Катунский ледник, по его мнению, достигал нескольких десятков километров в длину и нескольких сот метров мощности (72, а). Позже относительно Западного Алтая он пришел к выводу, что оледенение его не достигало значительных размеров, занимая отдельные площади с радиусами в 10—20 *км* по обе стороны линии хребта: признаки его замечены преимущественно на северных склонах. Наибольшие размеры имел Коргонский центр, откуда ледники спускались до высоты 979 *м*; из Тургусунского они спускались до 1069 *м* на устье р. Палевой и из Коксинского до 1484 *м* в верховьях Левой Ночной Коксы. На Большом Коргоне выше каменоломен он видел бараньи лбы. Периодов отступания ледникового покрова было 3—4. Мощность моренных отложений достигает нескольких десятков метров (72, б).

Яковлев, который еще в 1906 г. считал ледниковый период для Алтая не доказанным и следы оледенения, встреченные им в местности между р. Катунью и оз. Телецким, старался объяснить другими агентами (78, а), в 1909 г. после двух лет исследований, признал обширное оледенение Восточного Алтая, где он наблюдал моренные и каровые озера, бараньи лбы и сглаженные скалы, шрамы и полировку, эрратические валуны и моренные отложения в хр. Улу-арт, в вершине р. Абакана по рр. Чульче, Чулышману и Башкаусу и на горе Куадру. Ледники достигали длины от 20 до 140 *км* (Чулышманский) и спускались до 600—700 *м*. Плато между Чулышманом и Башкаусом, высотой в 1600—2000 *м*, было покрыто льдом; Чулышманский ледник на две трети заполнял долину; современное ущелье

Башкауса в 20 *м* глубины врезано в дно ледникового трога; Чульчинский ледник спускался в долину Чулышмана; с горы Куадру, несущей многочисленные моренные озера, ледники спускались также на запад в долину р. Кадрин. Он подсчитал даже площади оледенения отдельных центров (78, б). Позже он нашел еще конечные морены в устьях Башкауса и Чулышмана, на Бие, севернее Телецкого озера, и в бассейне р. Лебедь по рр. Клыку и Байголу. Долину же оз. Телецкого он признал тектонической, а не выточенной ледником, как доказывал Гранэ (78, в).

Гранэ во время путешествий 1907, 1909, 1913—1915 гг. собрал много данных о прежнем оледенении, изложенных в нескольких статьях (73, а, б, в) в виде предварительных сообщений, за которыми окончательного труда до сих пор не последовало, если не считать статьи о формах рельефа Алтая, в которой рассмотрено влияние оледенения на их развитие (73, г). Выводы этого глациалиста приведем ниже. В 1914 г., во время поездки на Алтай для выяснения его тектоники, я попутно отмечал и следы оледенения, которые в центральном и юговосточном Алтае очень многочисленны и резки; в долинах рр. Катуни, Аргута, Тополевки, Чеган-узуна и Чуи распространены морены, эрратические валуны, кары, висячие долины и пр.; в устье долины Иедыгема огромный бараний лоб и остатки основной морены высоко на склоне указывают мощность ледника; такие же остатки прислонены на правом склоне долины Аргута у устья Тополевки; в Чуйской степи валунные глины перекрывают остатки размытых озерных отложений, вероятно междуледниковых; обнаружены эпигенетические участки в низовьях р. Коксу и по р. Чуе между ст. Боро-тала и Чибит, где доледниковая долина этой реки была занята огромным ледником, спускавшимся с группы Биш-иирду Северо-Чуйских Альп; в Уймонской степи найдены озообразные холмы; в долине Аргута можно было констатировать по крайней мере две эпохи оледенения; с этими эпохами очевидно связано и образование террас, очень распространенных на Алтае. В противуположность центральному Алтаю следы оледенения в хр. Холзун оказались более слабыми и ледниковый покров был здесь менее обширен (79).

В 1915 г. Тюменцев наблюдал следы оледенения в центральном Алтае на обоих склонах Катунских Альп и отметил их многочисленность и разнообразие по рр. Мульте, Проездной, Большой Собачьей, Тихой, Озерной, Становой, Тургеньсу, по вершине Катуни, Белой Берели, Коксу, Аргуту, Иедыгему и в районе Рахмановских ключей; он нашел, что Катунский ледник имел не менее 300 *м* толщины и в верхнем течении переполнял долину Катуни и отделял три языка, переваливавшие через второстепенные водоразделы в долины рр. Язовой, Ускучевки и Белой Берели; последний язык присоединялся к Бухтарминскому леднику. Судя по двум вставленным друг в друга трогам оледенение было двукратное (80).

Никитина обнаружила в 1925 г. в верховьях р. Уймень, западнее оз. Телецкого, в истоках каждой речки следы оледенения в виде цирков, морен и озер; эти верховья расположены на северном склоне Куминских белков (81). Много данных о современном и прежнем оледенении Алтая собрали также братья Троновы (82) в течение ряда лет; они обнаружили неизвестные ранее ледники, например, в верховьях р. Уймень, и один из них составил каталог ледников Алтая с указанием их положения, длины, площади, высоты языка и т. д. (83). Падуров недавно описал 19 ледников, отчасти неизвестных, северного склона Белухи и ее отрогов и следы оледенения до высоты 2000 *м* (84).

Общие выводы Гранэ о древнем оледенении Алтая вкратце следующие (73, в): оледенение было троекратное, может быть даже четырехкратное; первое (из трех) было наиболее сильным; в эту эпоху Бийский и Катунский ледники оканчивались у слияния Бии с Катунью на высоте всего 170 *м* и имели 400—450 *км* длины; третий по величине Бухтарминский ледник имел более 250 *км*, оканчиваясь почти у устья Бухтармы; весь центральный и южный Алтай скрывались под фирнами и льдом; кроме того отдельные центры были на белках Семинских и Талицких на севере Алтая. Вторая эпоха была немного слабее; Бийский ледник кончался на высоте 250 *м* выше устья р. Лебедь, Катунский — в районе устья Наймы и Аи на высоте 275 *м*, Бухтарминский — на высоте около 1000 *м* между с. Котонкарагай и пос. Урыльским; длина двух первых сократилась на 50—70 *км*, третий имел только 100 *км*, снеговая линия находилась приблизительно на высоте от 1000 *м* на периферии до 2000 *м* в центре. Третья эпоха характеризовалась более сильным оледенением бассейна р. Бии сравнительно с бассейном Катуни; Бийский ледник кончался еще ниже оз. Телецкого на высоте 375 *м*, Катунский не доходил даже до Уймонской степи (т. е. кончался выше 1000 *м*), а Бухтарминский доходил до 1100 *м* близ пос. Урыльского. Уймонская и Чуйская степи представляли озера, подпруженные ледниками второстепенной длины (относительно Чуйской степи этот вывод не согласуется с моими данными, согласно которым размытые озерные отложения в низовьях долины Чеган-узун перекрыты моренами, т. е. озеро существовало перед последней эпохой оледенения). Снеговая линия находилась на 200—300 *м* выше, чем во вторую эпоху, т. е. на высоте от 1300 до 2300 *м*. Белки Коргонские, Теректинские, Талицкие, Семинский и Холзун представляли самостоятельные центры с фирнами и долинными ледниками. Отметим еще определенный вывод Гранэ, что котловина оз. Телецкого создана ледниковым переуглублением в 800—1000 *м* и расширением, а не тектоническими процессами (73, 6, стр. 341), что опровергается данными Яковлева (78, в).

В настоящее время по каталогу Тронова в Русском Алтае (за исключением части хр. Сайлюгем, еще не изученной) насчитано 188 ледников

и в южном Алтае (без группы Табын-богдо)—100 ледников. Из 188 около 40 ледников долинных, оканчивающихся на высоте от 1950 до 2800 *м*; каровые и висячие кончаются на высоте 2400—2850 *м*, редко ниже. Наибольшая длина долинных 10 *км*, большинства 1—4 *км* (83).

Высота снеговой линии по сводке Тронова (83, 6) в настоящее время очень различна: она правильно поднимается к югу под влиянием теплого климата и к востоку благодаря увеличению сухости; так как на Алтае господствуют западные и югозападные ветры, то горы, расположенные западнее, перехватывают значительную часть осадков и восточным горам достаются только остатки; этим объясняется сухость юговосточного угла Алтая—Чуйской степи и окружающих ее гор, похожих в этом отношении на прилегающую часть северозападной Монголии. В хр. Ивановском северозападного Алтая высота снеговой линии на северном склоне 2300 *м*, на южном ледников нет; в Катунском хребте на северном склоне линия повышается с запада на восток от 2600 до 2900 *м*, на южном высота та же (?); в Северно-Чуйском хребте на обоих склонах она повышается от 2600—2650 *м* на западе до 2900—3000 *м* на востоке; в Южно-Чуйском хребте наблюдается на северном склоне то же повышение от 2900 до 3150—3200 *м*; на южном склоне она приблизительно на 300 *м* выше.

Общую сводку данных о современном и древнем оледенении Алтая находим также в физиогеографии этой горной страны, составленной Фикелером в 1925 г. (85), содержащей полный список литературы по 1925 г.

С востока и юга восточный Алтай окаймлен *хр. Сайлюгем*, отделяющим его от Урянхайского края и Монголии и примыкающим на севере под прямым углом к Западному Саяну; изученность Сайлюгема вообще очень слабая. Первые следы древнего оледенения в нем отметил Игнатов в 1901 г. вокруг оз. Джулу-куль в вершине р. Чулышман и на монгольском склоне вокруг оз. Кендыкты-куль; эрратические валуны вокруг первого озера видел уже Чихачев в 1842 г., но не мог объяснить их происхождения и нашел, что они не обладают характером эрратических (86, стр. 88, 89). Вершину ледника, спускавшегося через котловину озера в Чулышман, Игнатов предполагал в Монголии, в хр. Менку-тайга к востоку от оз. Кендыкты-куль, покрытом вечным снегом; он думал, что оттуда принесены валуны гранита, изобилующие вокруг обоих озер. Хр. Шапшал к северу от Джулу-куля поднимается до 3150 *м* абс. выс. и 750 *м* над озером (76, стр. 193—195). В 1907 г. южную часть Сайлюгема пересек Гранэ по пути с Чуйской степи в Монголию; на основании своих наблюдений, а также данных Потанина, Орлова, Адрианова и Попова он пришел к выводу, что в ледниковый период этот хребет был занят ледниковым покровом, соединявшимся на западе и юге с ледяными полями Русского и Монгольского Алтая в общую область, над которой поднимались только самые крупные гребни и вершины; ледники оканчивались на краю Чуйской степи на высоте около 2000 *м* и на

краю степи вокруг оз. Ачит-нур в Монголии на высоте около 2100 *м* (73 д., стр. 94—124). Эти данные, очевидно, относятся к последней эпохе оледенения.

Южную часть меридионального Сайлюгема (хр. Чихачева) посещал также Сапожников несколько раз в 1905—1909 гг.; он указал абсолютную высоту его в 3400 *м* и выше и отметил большие морены и моренные озера в верховьях р. Юстыд бассейна р. Чуи, спускающиеся до 2236 *м*. На восточном склоне многочисленные следы оледенения попадаются до высоты 1700 *м* в бассейне р. Боку-мерин; по последней морены тянутся непрерывно на 12 *км*. В верховьях речек того же бассейна, текущих с южного склона снеговой группы Мёнку-хаиркан (Мёнку-тайга Игнатова), сплошные морены до 2200—2400 *м*; есть и небольшие ледники. На северном склоне они встречены по притоку р. Харги на 2100 *м*. Плато с оз. Джувлу-куль между этой группой и хр. Шапшал было занято большим ледником, питавшимся с обоих хребтов; здесь везде морены, а на Шапшале видны кары (119, стр. 305—307). В последнее время широтную часть Сайлюгема изучала Семихатова; в центральной и западной части она видела на северном склоне кары, каровые и моренные озера, боковые и конечные морены, троги, эрратические валуны и т. п. Средняя высота гор около 3000 *м*, в центральной части 3500—3600 *м*; современная снеговая линия на высоте около 3100 *м*, поэтому только в центральной части могут быть небольшие ледники (еще не открытые), а в остальных только перелетки снега. Эта высота снеговой линии объясняется крайней сухостью климата—через Сайлюгем Монголия вторгается в Русский Алтай на Чуйскую степь; поэтому в восточной части хребта ясных следов оледенения почти нет, тем более, что она ниже остальных (2400—2800 *м*). Снеговая линия эпохи оледенения пролегала на высоте 2625—2880 *м* значительно выше, чем в соседнем Южном Алтае (2000—2300 *м*), судя по древним карам, расположенным на двух уровнях с разницей высот в 150—300 *м*, что доказывает две эпохи оледенения. Нижние кары, особенно развитые, соответствуют более ранней максимальной эпохе; они больше верхних и более зрелы. В виду сравнительно небольшой высоты гор в Сайлюгеме преобладали висячие и каровые ледники, а также долинные 2-го порядка, но в некоторых долинах были ледники 1-го порядка, например, в долине Тархаты длиной в 40 *км*, Джумалы более 30 *км*, опускавшиеся до 2000 *м*. В долинах сохранилась форма трога, боковые притоки почти все текут в висячих долинах. В соседней южной части меридионального Сайлюгема (хр. Чихачева) в районе озер Богуты и Холбо-нор следы оледенения опять ясны, несмотря на небольшую высоту (до 2600 *м*): здесь есть морены, эрратические валуны, моренные озера (оба Холбо-нор), и местность, повидимому, покрывалась ледником, спускавшимся с севера, где в более высокой части хребта и теперь еще есть ледники (87, стр. 15—18, 24, 25).

С севера к Восточному Алтаю примыкает *Кузнецкий Алатау*, достигающий в высших точках до 2000 *м* абс. выс., в большинстве же гольцов от 1100 до 1800 *м*, и в настоящее время не несущий ледников, а только кое-где перелетки снега. Первые данные о следах оледенения сообщил Толмачев в 1900 г., открывший каровые озера в вершине р. Канныгой, правого притока р. Казыр, впадающей в верховья р. Томи, на абсолютной высоте 1235 *м* в хр. Чазень, достигающем 1500—1600 *м* (88, а). Немного позже он нашел и в других частях хребта кары, каровые и моренные озера, морены, скалы с полировкой и шрамами, трогообразные формы долин (88, б). Морены достигают иногда 100 *м* высоты. Следы оледенения не встречаются выше 1600—1700 *м* и ниже 1000—1100 *м*; они более отчетливы на восточном склоне, чем на западном, где нередко замаскированы и где об оледенении можно догадываться по таким признакам, как необычайная ширина долин в верхней части и выполнение их здесь мощными наносами (88, г). В общем отчете он впрочем отрицает сколько-нибудь сплошной ледниковый покров в Алатау и говорит только о возможности существования отдельных ледников или групп ледников; характерными чертами древних ледников Алатау, по его мнению, являются небольшие размеры сборной площади, короткие языки, спускавшиеся по долинам недалеко, и мощные накопления моренного материала (88, в). Но этому выводу противоречит его указание, что следы древних ледников спускаются приблизительно до высоты 1000 *м* (низшие ледниковые озера В. Терси 1101 *м* и Кустейсу 1104 *м*). Отсутствие большого развития ледников при такой значительной депрессии снеговой линии он объясняет, согласно Воейкову, сухостью климата Сибири (88, г).

Между тем, при значительном количестве высот в 1300—1900 *м* и при высоте снеговой линии в эпоху максимального оледенения в 1000 *м* (судя по данным Гранэ для периферии Алтая, расположенного южнее, эта цифра скорее больше, чем меньше действительной) оледенение Алатау должно было быть гораздо больше; эти горы и теперь еще, особенно на восточном склоне, получают зимой очень много снега. Отметим еще, что Толмачев различает в Алатау две эпохи оледенения — новейшую более слабую, оставившую ясные кары с их озерами и моренами, и более древнюю, создавшую трогообразные долины и морены ниже.

Детальные исследования Геологического комитета, производимые с перерывами с 1907 г. в золотоносных районах, пока не прибавили данных о прежнем оледенении Кузнецкого Алатау. В кратких отчетах исследователи большей частью совсем обходят этот вопрос, а полные отчеты за редкими исключениями еще не изданы. Эдельштейн, изучавший в 1907 г. восточный склон Алатау в северной части бассейна Белого Юса, отметил каровые ниши с озерками и моренными валами на некоторых вершинах, но говорит, что определенных следов ясно выраженного оледенения здесь нет — ни эрратических валунов, ни морен, ни шлифованных скал и типичных профилей

долин. Он допускает, что в ледниковую эпоху, когда в центральных частях Алатау существовали долинные ледники, здесь на отдельных гольцах развились спорадические каровые (18, б). Между тем в районе его исследований есть высоты от 1400 до 1770 *м*, принадлежащие главному водоразделу и, судя по данным Толмачева, они должны были превышать снеговую линию на 300—670 *м*, что достаточно для солидного оледенения с развитием долинных ледников.

Чураков, посетивший в 1920 г. центральную часть Алатау, упомянул в кратком отчете, что ледниковые отложения выражены моренами, подпруживающими озера, расположенные на дне каровых ниш; в долине одного из истоков Большого Черного Юса он нашел конечную морену, судя по которой бывший здесь ледник достигал примерно 3 *км* длины. Он говорит презрительно о «небольшом» леднике, хотя в настоящее время в Алтае немногие ледники имеют большую длину (89). Булынников, изучавший в 1927—1928 гг. Саралинскнй золоторудный район, гольцы которого достигают 1500—1600 *м* абс. выс., упоминает только о «косвенных» признаках оледенения на Сарале в виде кар, иногда ступенчатых (90, а). На карте, приложенной к его отчету, видны три ясные кара, шириной в 160, 280 и 560 *м* на северном склоне гольца в 1665 *м* в верховьях р. Средней Саралы; два из них содержат озера. Очевидно, что признаки оледенения не ограничиваются этими карами, но на них не обращено внимания. Этот недостаток мы встречаем до сих пор у многих геологов, работающих в Сибири, очевидно еще не освободившихся от влияния взглядов Воейкова и Черского. Поэтому особенно приятно отметить только что появившуюся статью Кузьмина о ледниковом периоде в Кузнецко-Алтайской области, содержащую сводку наблюдений, сделанных им в течение нескольких лет по северной окраине Алтая и в прилежащей части Кузнецкого Алатау в бассейнах рр. Лебеди, Абакана и левых притоков верхней Томи. В этой статье приведены доказательства четырехкратного оледенения области, эпохи которого сопоставлены с установленными в Западной Европе эпохами гюнц, миндель, рисс и вюрм; выводы основаны на описании наносов, слагающих четыре террасы, а также доледниковых, развитых на водоразделах и подпруживающих озера; рассмотрены четыре ледниковые и три междуледниковые эпохи в их последовательном развитии в связи с процессами отложения и размыва, поднятий и опусканий области. Доказывается, что первое оледенение имело еще гренландский тип, так как развилось на мало расчлененной почти-равнине в связи с поднятием области; в первую междуледниковую эпоху эрозия врезала речные долины, так что вторая эпоха оледенения создала ледники скандинавского типа. Рассмотрен также генезис Телецкого озера, которое признается тектоническим, но очень молодым, созданным опусканием уже в послеледниковую эпоху, на границе сопряжений осей поднятия Алтая и Алатау. Можно, конечно, считать некоторые сопоставления автора

преждевременными, выводы о многократных поднятиях и опусканиях области недостаточно доказанными и т. д., но во всяком случае его труд содержит много ценных данных и интересен как первая попытка установить синхронизацию эпох оледенения Сибири и Европы (91).

К южному концу Кузнецкого Алатау и к северной части Восточного Алтая примыкает Западный Саян, который принято протягивать до верховий рр. Казыра, Кизыра и Уды, где его сменяет Восточный Саян. Данные о древнем оледенении Западного Саяна не обильны; из отчетов путешественников XIX в. — Чихачева, Шварца, Адрианова, Клеменца можно извлечь некоторые сведения о нахождении эрратических валунов, обилии озер в верховьях рек (очевидно каровых и моренных) и каров или цирков на гребнях и вершинах (судя по характеристике рельефа). Ошурков, проехавший в 1902 г. через западную часть, упоминает большие валунные гряды, расположенные рядами, часто в два яруса на склонах грив и в третьем ярусе на нынешних речных террасах и связывает последние с последним ледниковым периодом (92). Определенные, хотя и краткие данные мы впервые находим у Эдельштейна, изучавшего в 1910 г. северный склон в районе рр. Большой Кебеж, Тайгиш и Шадат бассейна р. Амыла. В северных грядах, достигающих 1000—1200 *м*, он не нашел следов оледенения за исключением гольца Березовский Таскыл в 1648 *м*, на северовосточном склоне которого имеется типичный кар с озерком; но в центральной части в хр. Ергаки (где отдельные вершины имеют 2000—2200 *м*), откуда текут Большая Оя, Большой Кебеж, Тайгиш и Буйба, доказательства оледенения разнообразны и обильны на обоих склонах и констатированы в целом ряде долин в виде цирков, обработанных льдом скал, «у»-образной формы долин, конечных и боковых морен и эрратических валунов. В верховьях Нижней и Средней Буйбы имеются три серии морен, указывающие три остановки при отступании. Гребень Ергаков изрезан множеством кар и цирков. Ледники были долинные; снеговая линия проходила на высоте 1600—1700 *м*, но самые крупные ледники едва достигали 5 *км* длины, спускаясь на 500—600 *м* ниже снеговой линии (18, в). К сожалению, подробное описание этой поездки в Ергаки еще не опубликовано.

Немного раньше, в 1906 и 1907 гг., эту же часть Западного Саяна пересек в двух местах Гранэ, но в своей книге о ледниковом периоде в Монголии сведений об оледенении Саяна не дает (73, д). Carruthers в 1910 г. во время путешествия в Урянхай посетил оз. Чапса в верховьях одноименной речки, левого притока Систикема на южном склоне Ергаков, расположенное в скалистом цирке; его фотографии этого хребта показывают альпийские формы с карами и другое моренное озеро в группе Улу-тайга к югу от оз. Чапса (95, а, стр. 138 и табл. 112, 124 а, 134, 138 и др.).

В западной части Западного Саяна у прорыва Енисея с 1922 г. работал Баженов, в отчете которого довольно много данных о прежнем оледенении.

На левом берегу Енисея хр. Голый Таскыл (Итем), достигающий 1300—1500 *м*, являлся центром крупного оледенения; с него по р. Саятке и соседним в долину Енисея спускался огромный ледник, оканчиваясь на высоте около 300 *м* у выхода Енисея из гор близ дд. Означенной, Саянской и Летник, где оставил мощные (более 7 *м*) валунные отложения на обоих берегах (на левом до 5 *км* от реки) с валунами от 4 до 20 *куб. м*, в тонком глинисто-песчаном цементе; тут сохранился и моренный ландшафт. Валунный нанос перекрывает речной галечник и покрыт лёссом и дюнными песками. Меньшие ледники спускались с северного склона Таскыла в долину р. Уй. На правом берегу Енисея, но южнее, расположен хр. Бурус (Убрус), достигающий 2000—2100 *м*; он имеет острый гребень, изрезанный на северном склоне четырьмя большими карами с озерками и водопадами. Но спускались ли с этого хребта ледники на север по долинам рр. Голубой, Соболевой, Пойловки и Таловки, начинающихся в карах, исследователь не говорит (93, а). В главной цепи Саяна, пересекаемой Енисеем в Большом пороге, гольцы достигают той же высоты 2000—2100 *м*; северозападный склон гребня изрезан многочисленными карами, в которых все лето лежит снег; на юго-восточном склоне кары редки и более широки, быстро переходят в долины с озерками; другие следы оледенения не упомянуты (93, б). Но в отчете 1926 г. подтверждено обилие кар в грядах этой цепи, превышающих 1950 *м*; кары расположены через каждые 2—3 *км*, достигают до 5 *км* длины, 400—600 *м* глубины и рассекают гребень на острые пики. Дно каров часто ступенчатое (до 5 ступеней) и содержит озерки двух типов — глубокие и мелкие; они расположены на высоте 1850—2000 *м*. Из каров на юго-восточный склон вынесено огромное количество валунного материала (валуны до 5 *м* в диаметре), мощностью до 200 *м*, что может быть объяснено только работой ледников; но о размерах последних ничего не сказано (93, в), так что приходится ждать общего отчета, в котором автор остановится, может быть, подробнее на следах оледенения.

Об оледенении западного конца Западного Саяна в месте стыка его с хр. Чихачева сообщил в 1909 г. Яковлев, нашедший очень свежие следы в вершине р. Абакана — сглаженные водоразделы, на них валуны гранита (принесенные с Саяна на сланцевые горы), срединные морены, шрамы и полировку. Из того же центра в Саяне ледник шел и на югозапад, судя по подпруженному моренами оз. Иты-куль и далее по долине р. Чульчи (78, б).

В общем из сказанного следует, что главная цепь Западного Саяна почти на всем протяжении подвергалась довольно сильному оледенению, снеговая линия (последней эпохи?) находилась на высоте 1600—1700 *м*, а так как вершины и гребни гор часто превышали ее на 300—400 *м*, то ледники могли развиваться до долинного типа. Севернее главной цепи имелись и самостоятельные центры в роде Голого Таскыла и Буруса, причем сильное оледенение первого, давшего начало леднику до 40 *км* длины (судя по его

концу у выхода Енисея из гор), кажется удивительным в виду небольшой высоты 1300—1500 *м*; возможно, что этот ледник принадлежал не к последней, а к предпоследней более сильной эпохе. Подобные же самостоятельные центры должны были представлять гольцы Шаман-таскыл, Хан-сын и Крест-таскыл, расположенные между рр. Малым Абаканом и Аны (хр. Чукчут 40-верстной карты), судя по данным Клеменца, который видел на них кары и горные озера и говорит, что на северном склоне Шамана и на обоих склонах Хан-сына лежат никогда не тающие снега (94). Судя по составу и мощности наносов на Кызасских приисках у северного подножия Шамана (торфа до 11.2 *м*, пласта 2—4 *м*), ледники последнего спускались в верховья Б. Кызаса, достигая нескольких километров длины.

Восточный Саян в своей высокогорной части, протягивающейся от верховий рр. Маны и Кана на юго-восток до верховий р. Джиды, изучен в отношении следов оледенения (как и в геологическом вообще) очень мало, за исключением восточного конца; здесь в районе г. Мунку-сардык и верховий Иркута и Оки уже Кропоткин, а затем Чекановский находили признаки прежнего развития ледников, как указано выше. Топограф Крыжин, прошедший по всему Восточному Саяну, упоминает о присутствии современных ледников (не считая Мунку-сардыка) и горных озер и характеризует его как высокое плоскогорье, большей частью поднятое выше 2000 *м* и местами достигающее 50 *км* ширины (96). В западной части в 1893 г. проехал Ижицкий по Манскому, Идарскому и Канскому Белогорьям и сообщил, что высоты их 1700—2000 *м*, на северных склонах некоторых гольцов снег лежит почти круглый год, но ледников, виденных Крыжиным, нет; следы оледенения он не указывает; но упоминаемые им огромные россыпи на гольцах, заваленность речных долин крупными валунами и озеро в верховьях р. Б. Пизо на высоте 1454 *м* можно считать признаками оледенения (97). Недавно Стальнов, посетивший верховья Кызыра и Канское Белогорье в 1924 г., открыл долинный ледник в 3 *км* длины в хр. Фигуристом между Казыром и Кызыром и несколько висячих и каровых на Канском Белогорьи, обширные цирки с фирнами, многочисленные каровые озера, бараньи лбы, мощные нагромождения моренного материала, т. е. подтвердил сообщение Крыжина о существовании ледников и показал неполноту наблюдений Ижицкого, не заметившего ясные следы оледенения. Высота вершин, несущих ледники, по данным Стальнова, 2700—3000 *м*, а высота снеговой линии 2000—2300 *м* (98).

В только что вышедшем отчете Булынникова о Нижне-кызырском районе находим интересное сведение, что обильные галечники и валуны, окружающие Большие и Малые Мажарские озера, представляют, повидимому, морену большого ледника, подпрудившую эти озера; в пользу этого говорит также сглаженный как бы полированный характер скал многочисленных островов этих озер, наличие эрратических валунов и пр. Озера этой интересной группы между Кызыром и Казыром, впервые исследованной,

обилуют скалистыми берегами и островами и соединены друг с другом протоками, нередко порожистыми (90, б). Из этих данных следует, что с Восточного Саяна в месте стыка его с Западным, спускались огромные ледники по долинам Кызыра и Казыра, доходившие до озер, т. е. имевшие более 150 *км* длины. Можно думать, поэтому, что наблюдения Стальнова касаются последней ледниковой эпохи, а в максимальную эпоху оледенение было гораздо значительнее.[1] В виду этого сообщение Молчанова о признаках оледенения около с. Балай у северного подножия предгорий Восточного Саяна, на расстоянии 20 *км* от первых высот, не кажется неправдоподобным. Здесь в бурых щебнистых глинах залегают валуны кварцита, добываемые для жерновов и для стекольного завода; они достигают иногда 10 *куб. м* и местами сгружены целыми кучами; на некоторых видна великолепная полировка, имеющая признаки ледниковой, в чем я имел возможность удостовериться по привезенному Молчановым образчику, находящемуся в Геологическом музее Академии Наук (44, б). Поэтому приходится думать, что в эпоху максимального оледенения ледники Манского Белогорья спускались до Балая, т. е. имели более 100 *км* длины; это более вероятно, чем предположение, что источником валунов был южный конец Енисейского кряжа, на правом берегу р. Кана, достигающий всего 1000 *м* абс. выс. и отстоящий от Балая на 60 *км* к северу. Заметим еще, что в этой же щебнистой глине по соседству найдены кости мамонта, северного оленя и лошади Пржевальского, что указывает ее возраст.

Немного восточнее, в золотоносном районе Большой Бирюсы, следы оледенения до сих пор не были известны; их обнаружил Молчанов в 1927 и 1928 гг., из письма которого ко мне заимствую следующие данные: «огромный ледник занимал долину верхнего течения р. Уды; почти все притоки ее также несут явные следы оледенения; цирки и кары в истоках, троги, висячие долины и моренные озера встречаются во многих местах. Большой ледник был в бассейне р. Гутар, притока Б. Бирюсы; устья его притоков Ужура и Мурхая забиты моренами на протяжении нескольких километров и реки вырыли себе эпигенетические долины. Большой ледник заполнял также

[1] Эти данные подтверждены наблюдениями Вологдина 1929 г. Из сообщения, сделанного им в Минералогическом обществе 18 февраля, привожу следующее: «Мажарские озера, расположенные на абсолютной высоте 1000 *м*, моренные; гранитные острова на них представляют бараньи лбы со шрамами, частью покрытые валунной глиной как и берега; долины Казыра и его притоков троговые, но уже сильно размытые. В верховьях Казыра на высоте 12—18 *м* над дном долины есть полированные скалы с горизонтальными шрамами, а выше — бараньи лбы; там же встречены озерные отложения в виде ленточных глин с растительными остатками и слоистых глин с пресноводными гастроподами. Следы последнего оледенения очень ясны на больших высотах в виде трогов, морен, цирков с озерками, каров на высоте 1400—1600 *м*; в это время ледники имели 4—5 *км* длины, преобладали висячие и каровые; кары, обращенные на юг, сильно пострадали, обращенные на север, сохранились».

долину р. Агула, бассейна р. Кана и большие Агульские озера оказались моренными. Ледники Уды, Гутара и Агула имели несколько десятков километров длины; ледник, занимавший верхнее течение Б. Бирюсы, достигал 18—20 *км*; даже севернее, в предгорьях Саяна, были висячие и каровые ледники, например в вершине Мокрого Мирючина». Молчанов поясняет, что в Саяне оледенение сильно замаскировано позднейшей речной эрозией, почему морены в долинах в большинстве случаев уже перемыты и их не всегда и не везде легко обнаружить. После последнего или (предпоследнего) сильного оледенения началось сильное переуглубление долин, и реки врезались не только в морены, но часто даже в коренное дно долины на глубину до 15 *м*. Поэтому остатки ледниковых отложений часто лежат на уровне не всегда ясно выраженных террас, на высоте 20—30 *м* и при маршруте по дну долины их легко не заметить; вот почему путешественники по Саяну до сих пор не видели этих следов. Формы рельефа хорошо улавливаются только с господствующих высот, откуда открываются более или менее обширные панорамы вдоль речных долин. К этим словам Молчанова я добавлю, что омоложение цикла эрозии в связи с юными поднятиями наблюдается во многих горных странах Сибири; если присоединить еще покров густой тайги часто скрывающий мелкие неровности рельефа (морены, бараньи лбы, эрратические валуны) и стесняющий кругозор исследователя, то станет понятным, почему до недавнего времени следы оледенения не замечались, в особенности, если путешественник, доверяя идеям Воейкова и Черского, считал оледенение Сибири невозможным и потому не старался находить его следы. Так было и со мной в первый год исследований в Онотском и Приморском хребтах и в Хамар-дабане, и только работы в Олекминско-Витимской горной стране открыли мне глаза.

Восточная часть Восточного Саяна в районе верховий Иркута, Китоя, Белой и Оки известна в отношении признаков ледникового периода гораздо лучше; здесь поднимается цепь семи острых вершин Мунку-сардык, достигающих 3300—3455 *м* абс. выс. и несущих несколько небольших ледников на обоих склонах, которые посещались и изучались неоднократно. Кропоткин и Чекановский давно обнаружили следы оледенения, как указано выше, но Черский, посетивший в 1873 г. эту местность, в предварительном отчете не сообщил о них ни слова и только гораздо позже указал замеченные им в долинах рр. Саган-хара, Ара-хонголдой и Китойкин в бассейне р. Китоя и Оспы в бассейне р. Белой бараньи лбы с шлифованной поверхностью, которые он, очевидно, считал единственными бесспорными признаками ледникового периода, но не обратил внимания на многочисленные кары, моренные озера, троги и морены (6, стр. 57—61). При изучении Торской и Тункинской котловины в 1875 г. он обнаружил у подножия Тункинских Альп и по долинам речек в их предгорьях до высоты 955 *м* над Тункой неслоистый нанос с остроребериыми глыбами до 6 *м* в диаметре, обточен-

ными валунами и галькой в неровнозернистом песке, при полном отсутствии сортировки; мощность наноса была более 20 *м*, судя по врезанным в него руслам. В отчете он признал его ледниковым (99, стр. 175, 176), но позже (6, стр. 56) усумнился в этом, так как нанос не содержит глыб с шрамами и полировкой. Не придавая значения этому отсутствию в виду того, что эти следы ледниковой деятельности легко исчезают при выветривании, мы можем принять, что ледники Тункинских Альп прежде спускались до устья долин в Тункинскую котловину.

Ячевский, бывший в составе Саянской экспедиции Бобыря в 1887 г., описал ранее неизвестный ледник Миддендорфа в низовьях р. Цаган-гол, правого притока р. Тиссы бассейна р. Оки и упомянул виденные им издали ледники по Гуджертай-голу (приток Цаган-гола) и на гольце Хара-хардык между вершинами Тиссы и Сенцы. Нижний конец ледника Миддендорфа опускается до 2400 *м*. Он сообщил также о ясных следах оледенения (эрратические валуны с полировкой и шрамами, ледниковый щебень, моренные отложения, полированные скалы) на всем Нуху-дабане, в долине р. Оки до высоты 1550 *м*, в долине р. Тиссы, в верховьях Хадаруса и Каштака, в долине Торонга на южном склоне Саяна на высоте 1700 и 1900 *м* и полагал, что нижний предел распространения ледников на северном склоне Саяна около 1500 *м*, на южном около 1700 *м* (100).

Много данных о современном и прежнем оледенении группы Мунку-сардык собрали Перетолчин и Де Геннинг Михелис в 1896—1897 г.; первый изучал ее также в 1898 и 1900—1903 гг. и описал подробно; по его данным южный ледник оканчивается на высоте 3173 *м*, три северные, на 2737—2800 *м*. Снеговая линия на южном склоне проходит на высоте 3173 *м*, на северном — на 2936 *м*, так что все семь пиков превышают ее. Озеро Ильчир, низшая точка на Нуху-дабане, лежит на высоте 1965 *м*. Следы оледенения на южном склоне группы спускаются до озера Косогола, т. е. до 1638 *м* (101 и 102).

Очень много данных о прежнем оледенении этого района Восточного Саяна собрал ботаник Комаров в 1902 г. Он описал многочисленные озера, старые морены, цирки и кары, эрратические валуны, рассеянные повсюду, и пришел к выводу, что все пространство от северного берега оз. Косогола до горы Алибера в бассейне р. Белой и от Гарганского перевала до среднего течения р. Ихэ-угун, а может быть и до с. Туран на Иркуте, некогда представляло почти сплошное оледенение. Нижние морены в долине Хоре (Ханги), впадающей в оз. Косогол, он отметил на высоте 1688 *м*, а морены в верховьях р. Ихэ-угун на высоте 2115 *м* (103, стр. 137—147). Обширные следы оледенения в Тункинских и Китойских Альпах вскользь упоминает также Львов (104).

В 1914 и 1916 гг. тот же район верховий Иркута и Оки изучал Преображенский, напечатавший сводку своих наблюдений только в 1927 г. (105);

он пришел к выводу о несомненном былом оледенении всего плато Нухудабан (около 600 *кв. км*) в верховьях Черного Иркута, где имеются кары, моренные и каровые озера, боковые и конечные морены, эрратические валуны, флювио-гляциальные отложения. С этого плато спускался большой ледник по долине р. Иркута, оканчивавшийся в 6 *км* ниже с. Монды на высоте 1342 *м*, где он имел еще более 300 *м* мощности; длина его от выхода из оз. Ильчир была не более 60 *км*. Средняя высота плато 2100 *м*, разбросанных на нем высот 2340—2450 *м*, а окружающих его с юго-востока и севера альпийских вершин до 3200—3400 *м*. Менее определенно он высказался об оледенении верхнего течения р. Оки, хотя указал, что ледник р. Жохой спускался на 5 *км* в долину р. Оки (что определяет его длину приблизительно в 30 *км*); долина Жохоя резко переуглублена сравнительно с долинами ее притоков.

В общем мы имеем достаточно данных, чтобы принимать сильное оледенение высшей цепи всего Восточного Саяна от Мунку-сардык до Манского Белогорья, типа, повидимому скандинавского, переходившего местами (в Тункинских и Китойских Альпах и других глубоко расчлененных цепях, напр., хр. Фигуристом) в альпийский; ледники достигали нескольких десятков километров длины и спускались как на север, до высоты 1300—1400 *м*, так и на юг до высоты 1600—1700 *м*. К сожалению, очень мало известно о распространении саянских ледников на юг в бассейн верхнего Енисея; обилие озер по рр. Хамсаре, Инсуку, Доракему, Бейкему как будто указывает, что ледники спускались с Восточного Саяна до этих озер, расположенных на высоте 1070—1100 *м*, т. е. достигали 100—120 *км* длины. Часть этих озер посетил ботаник Крылов в 1892 г., по описанию которого они лежат в холмистой местности, соединены извилистыми протоками, некоторые обилуют островками, берега озер часто также извилистые; он упоминает также валунные россыпи, а по берегам р. Аньяк-кем каменистые гривы, за которыми параллельно тянутся длинные и узкие озера, большею частью заросшие (106). Carruthers, бывший в 1909 г. в этой местности, говорит, что оз. Тоджи-куль по р. Доракем расположено в холмистой (rolling) местности, в которой присутствие прежних ледников хорошо видно по сохранившимся моренам; все, что он видел в области озер верхнего Енисея склоняет его к выводу, что эти озера обязаны своим существованием меняющимся условиям, следовавшим за крупным оледенением (95, а, стр. 152, 153). Следовательно, в развитии огромных ледников на южном склоне Восточного Саяна, ограничивающем с северовостока область истоков р. Енисея, нельзя сомневаться. Это подтверждается и данными финляндской экспедиции Седерхольма 1917 г., которая видела в горах Унгеш южного склона р. Огарха-ула между Бей-кемом и Хакемом морены и кары (107, а). Член этой экспедиции Гаузен посетил в 1918—1920 гг. также верховья Иркута, Тункинские и Китойские Альпы и пришел к выводу, что вся обширная страна Восточного Саяна была покрыта ледниковым чехлом,

достигавшим размеров континентального ледника и высылавшим языки вниз по долинам (107, б, в).

Конец Восточного Саяна к югу от долины р. Иркута от с. Монды до р. Жемчуг до последних лет никем не был посещен кроме зоолога Полякова в 1868 г., и только в 1927 г. братья Ламакины выбрали его по моему совету для геоморфологических исследований. Они обнаружили и здесь ясные признаки древнего оледенения в виде цирков, каров, трогов, морен, эрратических валунов; с широкого водораздела на границе Монголии, достигающего 2400—2600 *м*, а в высших точках до 3000 *м*, ледники спускались на север в долины рр. Большого и Малого Зангиссанов, правых притоков р. Иркута, оканчиваясь на высоте 1150—1200 *м* и достигая от 15 до 25 *км* длины; в них вливались ледники, спускавшиеся по долинам притоков этих рек. Оледенение имело три фазы, причем каждая последующая была меньше предшествующей; в виду плоских форм широких водоразделов тип оледенения был скандинавский. Указанные цифры длины и окончания ледников относятся к первой фазе; во время второй, ледник Большого Зангиссана имел 5—8 *км* длины, а третья фаза ограничивалась висячими и каровыми ледниками; цирки и кары этой фазы находятся на высоте 2200—2300 *м* и только в долину Большого Зангиссана спускался небольшой ледник, а с высшего Зангатогольского гольца (3008 *м*) спускались ледники до 3 *км* длины (108). Но возможно, что указанные три фазы принадлежат последней эпохе оледенения, более слабой, как мы уже знаем по другим местностям Сибири и представлявшей, как известно, три фазы или субъэпохи. Следы же предшествующей эпохи следовало искать в самых низовьях долин Зангиссанов или даже в долине р. Иркута.

К востоку от 102° в. д. по Гриничу Восточный Саян носит уже название *Хамар-дабана*, отделяющего мелкие притоки оз. Байкала от притоков р. Селенги. Ячевский, сделавший пересечение его от р. Сангине, бассейна р. Джиды, к вершине р. Снежной и затем переваливший через Шибинский голец (перевал 1870 *м*, вершины 2100—2200 *м*) к вершине р. Слюдянки, ничего не сообщает о следах оледенения, хотя о них упоминал уже Чекановский (правда в очень общих выражениях). Докторович-Гребницкий между тем указывает, что высокие гольцы Хамар-дабана в западной его части, превышающей 2130 *м*, имеют альпийский тип и изобилуют карами (109). Очевидно, и здесь было хотя бы небольшое оледенение, выяснение размеров которого — дело будущих специальных исследований. Восточнее, на перевале Кяхтинского купеческого тракта в верховьях р. Мишихи, где гольцов уже нет и плоские вершины, достигающие 1200—1300 *м*, сплошь покрыты кедровником, в 1895 г. я не встретил признаков оледенения.

Гольцами западной части Хамар-дабана очевидно заканчивается прежняя область оледенения Восточного Саяна и далее на восток южная окраина Сибири в пределах Западного Забайкалья, благодаря недостаточной высоте

уже не носит следов ледникового периода, хотя немного южнее, в пределах Монголии высокий Кентей был центром оледенения, как мы увидим ниже. Только *в верховьях рр. Чикоя и Ингоды* горы поднимаются выше, примыкая к отрогам Кентея и здесь следы оледенения имеются: Емельянов сообщает о корытообразной форме небольших долин и переломах их дна в верховьях Чикоя; здесь голец Барун-шебетуй поднимается до 2556 *м*, представляя высшую вершину южного Забайкалья (110). В верховьях р. Ингоды голец Сохондо с абсолютной высотой 2505 *м*, по данным Прасолова, имеет на южном склоне обширный цирк с обрывистыми склонами (т. е. типичный кар) и озером, не менее 420 *м* длины; на западном склоне находится широкий кар без озера; вниз от озера тянутся боковые, донные и конечные морены на 2—3 *км* и среди них еще озерко на высоте 1940 *м*; долина р. Барун-сохондо, идущая от кара с озером, немного напоминает ледниковый трог (111). Очевидно в этой пограничной местности мы имеем небольшой самостоятельный центр оледенения, питавший в максимальную эпоху даже долинные ледники.

Еще восточнее, на восточной окраине Забайкалья, *в низовьях бассейна р. Аргуни*, Крашенинников нашел по р. Орочи и на южных склонах системы нади Лугичи многочисленные очень правильные цирки на очень различных уровнях, занятые то тайгой, то влажными березняками и осинниками, то степью; они иногда переходят в корытообразные верховья долин, в дно которых каньоном врезана современная речка; размеры их колеблются от нескольких десятков до сотен метров и даже до 2 *км*; иногда они расположены высоко. При настоящих условиях эти формы неустойчивы, изменяются размывом. Исследователь считает возможным, что это ледниковые кары эпохи, соответствующей обширному развитию озер в Забайкалье, когда соседний Большой Хинган мог стать холодильником и позволил развиться здесь субальпийским формам (112). Но небольшая высота местности (ниже 1000 *м*?) при широте в 52° заставляет оставить ледниковый генезис этих форм под вопросом; во всяком случае это могут быть признаки только максимальной эпохи оледенения, выразившейся в развитии каров и коротких ледников.

По совокупности наблюдений, сделанных до сих пор над признаками ледникового периода в Сибири, характер и распространение последнего в общих чертах следующие:

В *северном поясе* доказано обширное развитие следов оледенения от Урала до Таймырского края включительно и можно говорить с полной уверенностью о материковом типе ледникового покрова во всей этой части Сибири. Не вполне разъяснен вопрос, существовал ли самостоятельный центр оледенения в районе устья р. Таз и Гыданского полуострова или же ледниковые отложения, находимые к северу от средней Оби и к западу от нижнего Енисея, принадлежат частью Уральскому, частью Таймырскому

ледникам. Но приблизительно широтное расположение холмов и гряд из песка с галькой и валунами от водораздела Аган—оз. Пяку-то до водораздела Вах — Таз говорит скорее в пользу существования самостоятельного Тазовского ледника, так как конечные морены Уральского и Таймырского ледников должны были бы иметь к северу от средней Оби направление близкое к меридиональному. Хотя местность в низовьях р. Таз и на Гыданском полуострове имеет меньшую абсолютную высоту, чем указанные водоразделы, т. е. уклон местности направлен на север, но это не было препятствием для накопления обширных площадей фирна на севере и движения ледника на юг, т. е. вверх по уклону, так как небольшая разница высот легко могла компенсироваться мощностью фирна, достаточной для необходимого напора. Эту мысль высказал Молчанов (44, а, стр. 14) и ее можно подкрепить ссылкой на восточноканадский (Кьюновский) ледниковый покров, который, согласно Кольмэну, также имел центр в более низкой области, откуда растекался во все стороны и принес эрратические валуны на расстояние в 800 *км*, отложив их, например, на юге, в местности, которая была выше центра оледенения, минимум на 900 *м*, (140, стр. 14—16). Если в районе Тазовской губы и Гыданского полуострова накопились фирны в 400—500 *м* толщины, то это было более чем достаточно для того, чтобы создать уклон и движение ледника на юг, так как местность в этом направлении выше только на немного десятков метров. Поэтому в существовании Тазовского ледника едва ли можно сомневаться. Кроме того форма Обской, Тазовской и Енисейской губ. наводит на мысль, что они представляют эстуарии, т. е. затопленные морем речные долины, откуда следует, что местность между Уралом и Таймырским краем прежде была выше, возможно на несколько десятков метров. Затопление, очевидно, произошло во время бореальной трансгрессии в последнюю междуледниковую эпоху, когда имело место опускание северного берега Сибири; следовавшее затем поднятие не вернуло страну к прежнему уровню. Если эти соображения правильны, то до предпоследней ледниковой эпохи с максимальным оледенением р. Таз представляла приток Оби, Гыданский полуостров соединялся с Ямалом и оба простирались дальше на север; в общем мы получим обширную и довольно возвышенную субполярную площадь для питания большого Тазовского ледника, может быть даже с естественным уклоном на юг.[1]

[1] Если принять во внимание указание Урванцева, что для Таймырского бассейна направления ледниковых шрамов пересекаются в районе архипелага Норденшильда, откуда, следовательно, шло главное движение ледника, то приходится думать, что в эпоху максимального оледенения эти острова были соединены с материком, который простирался, вероятно, еще дальше на север, может быть смыкаясь с Северной землей (покрытой ледниками еще теперь) и был значительно выше. Как известно, недавнее, в начале четвертичного периода, соединение с материком принимают с достаточным основанием и для Новосибирских о-вов (Толль, Воллосович), т. е. в максимальную

Менее ясен естественный вопрос, смыкались ли друг с другом ледниковые покровы Уральский, Тазовский и Таймырский, и если да, то где. Теоретически трудно себе представить, что они не смыкались, оставляя между своими концами два свободные корридора, по которым рр. Обь и Енисей стекали в Ледовитое море. Если бы не было Тазовского ледника, то свободное пространство между концами Уральского и Таймырского ледников, надвигавшихся один с запада, другой с востока, с более высоких мест, на низменность к северу от средней Оби, можно допустить; но при наличии Тазовского ледника эта возможность отпадает. Но в таком случае возникает вопрос, поднятый уже в 1902 г. Танфильевым (139), который предполагал, что Уральский ледник выдвигался очень далеко на восток и подпирал рр. Обь и Иртыш, разливавшиеся в озеро вдоль южного края льда; последнее имело сток на юг по Тургайскому проходу в Арало-Каспийский бассейн. Прежнее существование озера вдоль средней Оби подтверждено было позже открытием мощной толщи слоистых песков с редкими прослоями гальки и отдельными большими валунами по левым притокам Оби (Драницын, 17, а); галька и валуны могли попадать на дно озера или с айсбергов Тазовского ледника или с льдин при ледоходе рек, начинавшихся на Алтае. Недавно Молчанов, повидимому не зная о гипотезе Танфильева, также высказал мысль о соединении ледника, спускавшегося с Енисейского кряжа (который он считает покровным) с полярным (т. е. Тазовским) ледником и образование ими подпруды как для Оби, так и для Енисея; сток этого озера и он предполагает в Арало-Каспийский бассейн по Тургайскому проходу и приводит доказательства существования озера в виде озерно-речных отложений Западно-сибирской низменности и террас вдоль Енисея, Оби и Иртыша (44, а, стр. 15—16).

В Тургайском проходе до сих пор не найдены ни отложения большой реки, ни признаки сильной речной эрозии, доказывающие прежний сток из озера на юг; этот сток соединенных вод Оби с Иртышем и Енисеем плюс талые воды огромных ледников Уральского, Тазовского и Таймырского должен был представлять чрезвычайно мощную реку. Но, не отвергая безусловно эту гипотезу в виду недостатка соответствующих исследований, нужно сказать, что озеро могло иметь сток или даже два стока на север, если в местах смычки Уральского ледника с Тазовским и последнего с Таймырским поверхность льда была ниже уровня воды в озере. Поверхностных морен в местах смычки не могло быть на Уральском и Таймырском ледниках в виду большого расстояния от центров оледенения, а на Тазовском, в виду низменного и ровного рельефа его центра; вытаявших внутренних

ледниковую эпоху северный берег Сибири протягивался в трех местностях значительно дальше на север и представлял обширные площади для накопления фирнов, расчлененные и большею частью исчезнувшие во время первой бореальной трансгрессии.

морен было немного, так что водам стока приходилось размывать главным образом лед, преодолевая его медленное надвигание, что кажется вполне возможным. Так или иначе вопрос о месте стока бывшего озера требует специальных исследований.

Далее на восток мы встречаем местность между Таймырским краем и нижним течением р. Лены с бассейнами рр. Хатанги (частью), Анабары, Оленека и Вилюя, в которой следы оледенения найдены в виде исключения и частью подверглись сомнению, как указано выше. Но если на низменности вокруг Тазовской губы и на Гыданском полуострове, мало поднятой над уровнем моря, мог развиться центр оледенения, то тем более такими центрами должны были служить хребты Чекановского и Прончищева в низовьях рр. Анабары и Оленека — Лены, расположенные на 2° севернее, а также водоразделы между Хатангой, Анабарой, Оленеком и Вилюем, хотя и находящиеся немного южнее (все-таки под 66—71°), но за то достигающие 600—900 *м* абс. выс. Поэтому мы имеем достаточное основание принять ледниковый покров и в этой местности, сплошной в северной ее части, широкими лентами по водоразделам и верховьям рек в южной. Нахождение его следов и определение границ явится задачей будущих исследований.

К востоку от р. Лены накопилось уже достаточно данных, чтобы предполагать сплошной ледниковый покров от Новосибирских островов и берегов Ледовитого моря на севере до низовья р. Алдана и берега Охотского моря на юге и Берингова пролива на востоке. Центрами оледенения здесь были Новосибирские острова на севере, внешняя дуга хр. Верхоянского — Колымского — Анадырского на юге, внутренняя дуга хр. Черского и многочисленные высоты в промежутке: ледники, спускавшиеся из этих центров, едва ли оставляли свободные от льда пространства в промежутках между своими концами. Ледник западных двух третей хр. Верхоянского, вероятно, спускался в долину р. Лены, и вопрос о подпруживании этой реки также приходится ставить на очередь; озерные отложения по берегам Лены в виде слоистых песков с галькой вниз от Нохтуйска и на Лено-Алданском плато как будто имеются. Но о возможном стоке этого озера на юг или восток думать не приходится; озеро могло стекать только на север через ледяную преграду.

В общем весь север Сибири в максимальную эпоху ледникового периода был скрыт под ледниковым покровом материкового типа; его южная граница пролегала приблизительно: от Урала до Енисея вдоль 61° с. ш., от Енисея до Лены между 66° и 64°,[1] к востоку от Лены она сначала спускалась

[1] Южнее этой предполагаемой границы ледникового покрова континентального типа могли существовать более или менее обширные площади неподвижных фирнов в местности между Нижней и Подкаменной Тунгусками (может быть даже с развитием небольших долинных ледников, спускавшихся с высших частей водоразделов, а также

до 60°, а за хр. Становым, ледниковый покров которого сливался с северным, протягивалась вдоль 60° и южнее его до устья р. Ямы, затем поднимаясь до 62° к Гижиге и до 64—65° в бассейне Анадыря и на Чукотском полуострове. Число оледенений в Уральском районе, Таймырском крае, на Новосибирских островах и Чукотском полуострове не менее двух, в хр. Верхоянском предполагают три; для остальных местностей этого пояса вопрос еще открыт.

В среднем поясе от 60—61° до 55—54° мы имеем доказанные уже отдельные центры оледенения в Енисейском кряже, Олекминско-Витимской и Средне-Витимских горных странах, Северно-Байкальском нагорьи, Баргузинской тайге и на Камчатке, предполагаемые с достаточной вероятностью в северной части Прибайкальских гор и Становом хребте и возможные в Алданском и Учурском районах. Сплошное оледенение этого пояса предполагать нельзя; западнее р. Енисея низменность была покрыта не льдом, а водой озера подпруженных рек; между Енисеем и Леной только Енисейский кряж определенно скрывался под льдами (полностью или частью, еще не выяснено), а об остальных высоких частях этого района ничего не известно; к востоку от Лены и до Охотского моря площадей, покрытых льдом было, пожалуй, не меньше, чем свободных от него, в особенности если Алданский и Учурский районы имели центры оледенения. Ледники имели частью материковый, частью скандинавский тип (в Алданском районе, судя по рельефу, если были ледники, то преимущественно альпийские). Число оледенений уже установлено в Олекминско-Витимской и Средне-Витимской горных странах не менее двух, при чем последнее было значительно слабее первого.

В южном пограничном поясе Сибири установлены отдельные сравнительно небольшие центры оледенения в Тарбагатае и Сауре, далее же от Иртыша на западе до южного берега оз. Байкала на востоке — почти сплошное оледенение горных цепей Алтая и Саяна, с ледниками, в зависимости от рельефа, местами материкового, местами скандинавского или альпийского типа; эта то расширявшаяся, то суживающаяся оледенелая область высылала на север длинный язык в Кузнецком Алатау, а на юг переходила широкими языками в Монголию, охватывая Монгольский Алтай и Хангай, как увидим ниже. На востоке отдельный небольшой центр располагался в верховьях рр. Чикоя и Ингоды и второй, проблематический, в низовьях р. Аргуни. Число оледенений для Алтая и Восточного Саяна установлено не менее двух, но для первого уже выдвигается мнение о троекратном или четырех-

висячих и каровых на вершинах), затем вдоль среднего и нижнего течения р. Вилюя, на очень плоском водоразделе между Вилюем и Леной и на Ленско-Алданском плато. В таком случае и здесь южная граница области оледенения будет пролегать приблизительно вдоль 61° с. ш. На нашей карте ледниковой покров к востоку от р. Енисея показан доходящим до Подкаменной Тунгуски согласно данным Урванцева.

кратном оледенении, эпохи которого сопоставляются с западноевропейскими оледенениями.

Сравнение выше намеченного оледенения Сибири с оледенением восточной Европы показывает, что первое, несмотря на свою грандиозность, все-таки было слабее последнего; два большие языка финно-скандинавского ледника, как известно, в максимальную эпоху доходили до Киева, Полтавы и среднего Дона, т. е. до 49—50°, тогда как в Сибири мы смогли установить распространение сплошных ледников только до 60—61°, хотя возвышенностей, могущих служить центром оледенения к востоку от Енисея было достаточно. Эту меньшую степень развития ледникового покрова в Сибири по сравнению с Европой приходится скорее всего объяснить большей континентальностью климата, не препятствовавшей оледенению, как полагал Воейков, но несколько ограничившей его размеры. Сибирь и в ледниковый период, очевидно, получала меньшее количество атмосферных осадков благодаря своему отдалению от Атлантического океана с его Гольфстремом; холодное Ледовитое море на севере, сухие степи и пустыни Центральной Азии на юге, и Тихий океан с его муссонами на востоке, не могли компенсировать это отдаление.

К южному поясу Сибири непосредственно примыкает северный пояс Центральной Азии, обнимающий Джунгарию и Монгольскую республику (Внешнюю Монголию), в которых следы древнего оледенения также установлены во всех горных странах и хребтах.

Начиная с запада мы находим, отчасти еще в пределах нашего Союза, *Джунгарский Алатау*, который и в настоящее время несет более или менее крупные ледники в высшей части двух своих цепей, известные из описаний путешественников Семенова, Мушкетова, Регеля, Закржевского, Сапожникова, Фридрихсена, Казанского и др. Средняя высота гребня обеих цепей достигает от 3000 до 4000 *м*, а отдельные вершины и группы поднимаются до 4300—4500 *м*; современная снеговая линия проходит на высоте 3200—3400 *м*, ледники спускаются до 2900—3100 *м*. Следы древнего оледенения в виде трогообразной формы долин, эрратических валунов, старых морен, каров отмечены во многих местах; известны также каровые и моренные озера. Такие озера в верховьях р. Кассан (Хоргос) отметил уже Регель в 1878 г.

Сапожников нашел старые морены на высотах от 1918 до 2845 *м*; на р. Коре нижние морены лежат на высоте 1928 *м*, верхние на границе леса—2677 *м* (69, 6). Судя по этим данным, ледник в этой долине имел около 23 *км* длины. На карте Фридрихсена и в его описании следы оледенения отмечены во многих местах (113). Булгаков в 1909 г. изучил Кара-сырыкский ледник в верховьях р. Ак-су и определил его длину в 2.5 *км*, конец языка на абсолютной высоте 3040 *м* и начало фирна на высоте 3405 *м*. Ниже ледника долина имела ясные признаки прежнего оледенения (трог, шлифованная

мостовая из камней, озера), а в верховьях боковой долины на абсолютной высоте 2850 *м* был найден мертвый ледник в 120 *м* длины, покрытый плотной глиной, поросшей травой, и ниже его два моренные озера (143). Закржевский уже в 1893 г. указал огромное поле эрратических валунов на высоких террасах р. Сарканд при выходе ее из ущелья на равнину: валуны подстилаются валунной глиной. В таком случае длина ледников этой долины достигала 50 *км* (114). Казанский проследил древние ледниковые отложения в виде остатков конечных морен, валунных скоплений, нередко с штриховкой и шлифовкой, по долинам Коры и Чеши до выхода этих рек из высоких гор, т. е. до высоты 1200—1300 *м*. В долине Кок-су, по его наблюдениям, валунные отложения изобилуют выше пос. Царицынского, следовательно длина ледника этой реки имела более 100 *км*. В долине Каратала неслоистые валунные глины хорошо развиты выше гор Лаба, где они слагают холмистую местность на абсолютной высоте около 1000 *м*. Сомнительные моренные отложения он видел по Караталу ниже гор Лаба и по р. Кок-су близ р. Кызыл-булак на высоте всего 800 *м* (115). По этим данным выходит, что оледенение Джунгарского Алатау в максимальную эпоху было гораздо больше, чем полагали Сапожников и Фридрихсен и весь хребет выше 1800 *м* был окутан снегами, а ледники скандинавского типа выходили из долин до самого подножия.

Подтверждение этого вывода находим в только что вышедшем труде Горностаева, изучавшего в 1927 г. четвертичные отложения северного подножия Алатау: он подробно описывает их, приурочивая их образование к ледниковым, междуледниковым и послеледниковой эпохам в связи с поднятиями глыб этого ступенчатого горста и находит, что в Алатау имели место по крайней мере два оледенения, которые во всяком случае были последними и могут быть сопоставлены с западноевропейскими эпохами рисс и вюрм. В первую из них (Текелийскую) ледники спускались на северном склоне до Сарканда и Абакумовского пикета на высоте 755 и 623 *м*, т. е. имели длину 50 и 60 *км*; этой эпохе очевидно соответствуют и крайние «сомнительные» морены западного склона по Караталу и Кок-су на высоте около 800 *м*, отмеченные Казанским. Ледники последней эпохи (Чинжилийской) так далеко уже не заходили. Между прочим Горностаев подтверждает ледниковое происхождение валунных отложений у выхода р. Сарканд на равнину, открытых Закржевским и опровергает объяснение их Мейстером, который и в этом случае видел в них только «мореноподобные» образования и считал их отложениями бурных потоков (117). Отметим еще, что и на южном склоне Джунгарского Алатау две эпохи оледенения обнаружил Кассин в 1916 г. (118).

Продолжением Джунгарского Алатау к востоку от глубокого разрыва— грабена Джунгарских ворот— являются *хр. Барлык* и *Майли-Джаир*. В первом высшая часть, называемая Кер-тау и достигающая 3200—3300 *м* абс. выс., являлась центром оледенения, с которого длинные ледники спускались на

запад, север и восток в долины рр. Кепели, Бурган, Чурчут и Тасты и короткие по очень крутому южному склону в ур. Кызыл-чилик и Уш-кара-сай до высоты 2100—2500 *м*; здесь я обнаружил в 1909 г. конечные морены на трех горизонтах, соответствующих трем остановкам отступавшего ледника. В долине р. Тасты, огибающей Кер-тау с юга, юго-востока, востока, северо-востока и севера, я нашел еще морены короткого бокового ледника, спускавшегося с г. Саркамыр до 1770 *м*. Дно кара в вершине р. Уш-кара-сай находится на высоте 2780 *м*. В хр. Майли, лежащем на продолжении южной цепи Джунгарского Алатау, высший уступ, достигающий на значительном протяжении 2200—2500 *м*, а также западный конец хр. Джаир, очевидно также подвергались хотя бы скромному оледенению, следы которого пока еще не найдены. Хр. Уркашар, состоящий из нескольких широких ступеней с абсолютной высотой 2100—2500 *м*, в разных местах имеет следы оледенения в виде валунных глин, курчавых скал, моренного ландшафта, например, в долине р. Кызыл-су на высоте 1780 *м*, в виде эрратических валунов на перевале Кен-сай (2110 *м*) и ниже по одноименному ущелью, в трогообразной долине р. Кадерге с остатками морен на высоте 1860—1900 *м*, цирка и морен в ее верховьях (2000 *м*) и в вершине р. Уш-текче. Великолепные следы в виде морен, полей валунов, эпигенетического ущелья найдены в группе Бото-майнак югозападного угла Уркашара на высоте 1400—1500 *м*; ледник спускался здесь до высоты 980 *м*, а восточнее, из ущелий южного склона южной ступени этого хребта ледники выходили в широкую долину между ним и Джаиром, оканчиваясь на высоте 970—1050 *м*. Соседний к северу хр. Коджур, а также хр. Семистай, составляющий узкое восточное продолжение части Уркашара, тоже подвергались оледенению: первый достигает 2600 *м*, во втором остатки морен найдены на высоте 1740—1800 *м* в долине к югу от перевала Емыген-асу (1950 *м*). В максимальную эпоху оледенение всех этих хребтов приближалось к скандинавскому типу, а в последнюю эпоху было значительно скромнее (71).

К южному Алтаю примыкает в пределах Монголии *хр. Монгольский Алтай*, началом которого является группа Табын-богдо на самой границе к югу от плато Укок в верховьях рр. Бухтармы, Калгутты, Канаса и Кобдо, несущая и теперь обширные ледники; отсюда хребет тянется на ВЮВ, образуя сначала водораздел между бассейнами рр. Кобдо и Черного Иртыша с оз. Улюнгур, далее же водоразделы между бессточной долиной озер у подножия Хангая и пустыней Гоби. Сапожников, исследовавший в 1905—1909 гг. Монгольский Алтай до меридиана г. Кобдо, открыл в нем много современных ледников и отмечал также следы древнего оледенения. В группе Табын-богдо высоты достигают 4000—4500 *м*, поднимаясь на 2000—2500 *м* над плато Укок (2000 *м*); в самой цепи Монгольского Алтая средняя высота 3500 *м*, высшие точки достигают 4000 *м*, перевалы 3000 *м* и ниже; югозападные отроги на расстоянии 100—120 *км* от водораздела оканчиваются

на высоте 500—600 *м* невысокими гривами Джунгарской степи; северо-восточный более короткий склон кончается у первой цепи долин на высоте 2000—2200 *м*, за которой тянется вторая линия высот, понижающихся отрогами на северо-восток до 1200—1800 *м*. В виду такого распределения высот Иртышский склон хребта прорезан глубокими лесистыми долинами, а Кобдосский переходит в пустынные каменистые нагорья. Следы оледенения хорошо и обильно выражены карами, бараньими лбами, эрратическими валунами, моренами и моренными озерами часто значительной величины. На Кобдосском склоне самые нижние морены найдены на высоте 1896 *м* по р. Сак-сай (правый приток р. Кобдо); Саксайский ледник достигал 80—90 *км*, Цаган-гольский 70 *км* и имел в верхней части мощность в 500 *м*; большинство следов оледенения лежит выше 1275—2400 *м*. На Иртышском склоне отдельные ледники спускались до 1370—1400 *м* и достигали 60 *км* (долины р. Кран), большинство же кончалось на 2000—2200 *м*. Следы оледенения имеются во многих долинах, в верховьях которых современных ледников нет. Многочисленные озера Кобдосского склона все моренные, несколько меньше моренных озер есть и на южном склоне. Современные ледники наиболее многочисленны в группе Табын-богдо, где самый длинный ледник Потанина (р. Цаган-гол) имеет около 20 *км* и кончается на высоте 2700 *м*; всего ниже, до 2400 *м*, спускается ледник Пржевальского. В самом Монгольском Алтае теперь имеется только два центра оледенения, Мус-тау и Бзау-куль с несколькими ледниками в 3—5 *км* (119).

Многочисленные следы оледенения в западной части Монгольского Алтая наблюдал и Гранэ в 1906 и 1909 гг. в виде каров, каровых и моренных озер, курчавых скал, бараньих лбов, эрратических валунов, трогов, боковых и конечных морен; он пришел к выводу, что ледники в максимальную эпоху спускались до высоты 1300—2400 *м* и достигали наибольшей мощности в несколько сот метров в верховьях долин современной части хребта; самые крупные имели более 100 *км* длины (Кобдосский 140 *км*): обширные фирновые поля и ледники в несколько десятков километров длины существовали и в более южных частях хребта. В эпохи оледенения речные долины и озерные впадины страны были гораздо богаче водой, чем теперь (73, д, стр. 40—93). Граница льдов в северной части была приблизительно на 500—900 *м*, в восточной части на 1100—1200 *м*, а на южном склоне минимум на 1400 *м* ниже современной.

В средней части Монгольского Алтая между меридианами Кобдо и Улясутая высоты и современное оледенение уже меньше; северная цепь Алтаин-нуру достигает на перевалах 2634 *м* (Борджун) и 2750 *м* (Олан-даба). Постоянным снегом покрыты горы Батыр-хаирхан и Мунку-цасату-богдо; в южной цепи между оз. Хулму-нор и перевалом Тамгин-даба видно пять снежных вершин; последние снега имеются в горах Улан-хаирхан и Джанчу (под 97.5° в. д. Гр.). Для этой части хребта мы имеем только наблюдения

Потанина, видевшего громадные скопления валунов в низовьях долины р. Барлык и глыбы гранита и зеленых сланцев в долине Цицерин-гола еще восточнее (120).[1] Казнаков также отметил обилие глыб гранита в устьях ущелий между рр. Барлык и Биджен, иногда огромной величины (121). Можно думать, что они видели эрратические валуны или остатки размытых морен, в таком случае ледники достигали 20—25 *км* длины.

В восточной части Монгольского Алтая в настоящее время известны две вечно-снеговые вершины Ихэ-богдо и Бага-богдо (3600 *м*). Относительно их прежнего оледенения имеется наблюдение американской экспедиции, которая нашла, что верховья главных долин на г. Ихэ-богдо нредставляют цирки; циркообразны также верховья некоторых долин на более низком хр. Арца-богдо, так что можно предполагать небольшое древнее оледенение этих гор (122).

В общем очевидно, что в Монгольском Алтае размеры древнего оледенения резко убывали с запада на восток; только западная часть до меридиана Кобдо питала крупные ледники; в средней части можно предполагать долинные ледники в 20—25 *км*, а в восточной, вероятно, только висячие и каровые в высших группах. Тут сказывалось влияние пустыни, которая окаймляет с обеих сторон среднюю и восточную части этого длинного хребта.

К северу от Монгольского Алтая наибольшей высоты достигают *хребты Хар-кере* и *Хан-хухей;* первый протягивается от хр. Сайлюгем на юго-восток почти до оз. Хара-усу и р. Кобдо, второй примыкает к нему к югу от оз. Убса и тянется на ВЮВ до Хангая. В первом есть снеговые вершины Мунку-хаирхан, Тюргюн, Хара-кере и Алтын-кукэ, и Гранэ сообщает, что снеговая линия повышается от 3000 *м* в Сайлюгеме до 3500—3600 *м* в Алтын-кукэ; абсолютные высоты этого хребта несколько больше 3500—3600 *м*. Ледник г. Хара-кере кончается на высоте 3290 *м* по данным Потаннна (73, д). Carruthers, посетивший ледники группы Тюргюн, определил высоту конца ледника в 2927 *м*, на 300 *м* ниже снеговой линии; высшая вершина достигает 4000 *м*, многие — 3750 *м*; он дал подробную карту этой группы (95, а, стр. 283, 284 и 95, б). В хр. Хан-хухей только одна снеговая вершина Баин-хаирхан (3500 *м*?), но в восточной части его, вероятно, не мало вершин выше 3000 *м*. На основании своих наблюдений и данных Потанина Гранэ пришел к выводу, что в обоих хребтах в ледниковый период вероятно существовали обширные фирны, питавшие

[1] В хр. Батыр-хаирхан Нейбург в 1926 г. наблюдала мощные старые морены троговую форму долин и обширные цирки, доказывающие существование настоящих ледников долинного типа. Высшая вершина этого хребта г. Цасту имеет 3525 *м* и в настоящее время несет только снежники (М. Ф. Нейбург, Геологически исследование в районе хр. Батыр-хаирхан в 1926 г. Мат. Ком. по иссл. Монг. и Танну-Тув. Нар. Респ., Бур.-Монг. АССР, вып. 7, стр. 6 и 25).

многочисленные долинные ледники, спускавшиеся в окружающие степи (73, д, стр. 126—158).

Севернее хр. Хан-хухей, за впадиной оз. Убса и долиной р. Тес, расположен *хр. Танну-ола,* отделяющий Монголию от Танну-Тувинской республики (Урянхайский край). Хотя этот хребет посещали многие путешественники, в том числе и Гранэ, но о следах оледенения на нем сообщает только Гаузен, который видел их в немногих местах, именно несколько каров в верховьях р. Элегест на северном склоне и конечную морену на южной стороне одноименного перевала (около 2000 *м*). Он полагает, что более заметные следы окажутся в восточной части хребта, к югу от оз. Тери-нор (107, б, стр. 205), но Фосли, член той же экспедиции Седергольма, посетивший этот район, говорит только о новом врезании рек в связи с новейшими поднятиями и омоложением эрозии, о развитии высоких террас и грубого галечника, но следов оледенения не упоминает (107, а, стр. 165). Баклунд, также член этой экспедиции, видел следы оледенения в горах Унгеш на южном склоне хр. Огарха-ула севернее р. Ха-кем, т. е. внутри Урянхайского края, именно эрратические валуны и трогообразные долины, отметил полное отсутствие морен и объясняет формирование этих долин, созданных в доледниковое время, главным образом течением почвы (solifluction), облегченным присутствием ископаемого льда (107, а, стр. 156).

О прежнем оледенении обширной горной страны *Хангай*, примыкающей с юга к восточной части хр. Танну-ола и к восточному концу Восточного Саяна (от оз. Косогол) известно немного. По характеристике Клеменца в Хангае нет перевалов ниже 2100 *м*, а некоторые, как Бомботу, Цаган-дабан, достигают 3000 *м*; вершины редко поднимаются более 300 *м* над перевалами и только одна, Отхон-хаирхан, в 80 *км* на восток от Улясутая несет на юго-восточном склоне небольшой ледник (123, стр. 317, 318). Кроме него на эту гору поднималась Юрганова, и из ее дневника можно вывести, что на горе есть морены, каровые или моренные озера (124). Высота горы, по Певцову, около 4200 *м*. Гранэ, изучавший в 1909 г. следы оледенения, пришел к выводу, что в ледниковый период Хангай был покрыт обширными фирновыми полями, дававшими начало длинным ледникам; главная цепь Хангая, протянутая от конца хр. Хан-хухей на 600 *км* на ВЮВ до верховий р. Орхон, вся была под снегом и льдами; с ее средней части ледники спускались до 2100—2600 *м*, на северном склоне ниже, чем на южном. Эти выводы он подтверждает указанием каров, цирков, конечных морен, эрратических валунов и пр., а также признаками обильного прежнего орошения, обусловленного оледенением и таянием ледников (73, д. стр. 159—216). В последнее время Павлов наблюдал обширные следы оледенения в части Хангая вокруг вершин р. Орхон, где гольцы достигают 2700—3000 *м* абс. выс.; он видел поля валунов с озерками, боковые и конечные морены, эрратические валуны, цирк с озером на высоте 2775 *м* и считает, что с гольцов Субур-хаирхан,

Боро и Цаган-Урго спускались обширные ледники; нижние моренные гряды он отметил на высоте 1830 *м* (146). Эти данные очевидно относятся к последней ледниковой эпохе. Американская экспедиция видела в восточном конце главного водораздела Хангая к северу от ставки Сайн-ноина на р. Онгиин многочисленные молодые цирки, которые относит к последнему оледенению; высоту гор в этом месте она оценивает около 3000 *м* и полагает, что первое оледенение было значительно сильнее и захватило долины на 600—900 *м* ниже этих цирков: признаками его являются неясные (сглаженные) цирки и поля валунов (размытые морены) в долинах (122, стр. 130 и 384, табл. XIV и фиг. 149). В общем можно считать достаточно вероятным обширное оледенение Хангая в первую ледниковую эпоху (скандинавского типа) и небольшое (висячие и каровые ледники, кое-где короткие долинные), в последнюю.

Понижаясь благодаря глубокой эрозии к востоку, в районе среднего течения р. Селенги и ее притоков Эгин-гола, Орхона и Толы, Хангай за последней рекой опять поднимается в виде *хр. Кентей*, примыкающего с юга к Западному Забайкалью. Следы оледенения в Кентее были обнаружены в 1914—1915 гг. экспедицией Усова и Молчанова. Высшая часть хребта, главный водораздел между бассейнами Толы, Керулена и Онона с одной, Чикоя с другой стороны, представляет группы гольцов, высотой 2500—2600 до 2800 *м*; ледников нет, но поля снега кое-где держатся все лето. Следы оледенения в виде цирков и каров, боковых и конечных морен, эрратических валунов, бараньих лбов, нескольких моренных озер, формы долин весьма обильны и ясны. Исследователи пришли к выводу, что оледенение не было сплошным, фирновые области были приурочены к некоторым группам гольцов, представляя отдельные центры, с которых в разные стороны спускались ледники, достигавшие 10—16 *км* длины и более 100 *м* мощности. В эпоху максимального оледенения они кончались на высоте 1760—1790 *м*; эта эпоха не была особенно продолжительной, судя по размерам конечных морен. Затем, после сокращения ледников более чем вдвое, было продолжительное стационарное состояние, во время которого образовались большие конечные морены на высоте 1950—1980 *м*, обусловившие подпруды озер, существующих до сих пор. После отступания этих ледников кое-где еще сохранились висячие и каровые. Вопрос о числе оледенений остается пока открытым; если и были две эпохи наступания, то без большого перерыва, отступали же ледники постепенно, судя по небольшой разнице в сохранности морен обеих фаз (125 и 126, в последней статье Молчанова много планов и снимков морен и озер).

Судя по свежести морен приходится думать, что все описанные следы относятся к последней ледниковой эпохе, следы же предпоследней, более сильной, может быть не были замечены исследователями. В этом отношении некоторые указания дает Гранэ, который нашел неясные следы оледенения

в виде неслоистых щебневых отложений в долине р. Толы ниже Урги (высота около 1090 *м*), покрытых лёссом с двумя горизонтами погребенной почвы и подобные же щебневые наносы возле Урги и в других долинах района. Эти щебневые отложения он считает образованиями наиболее древнего оледенения, что, конечно, требует более серьезных доказательств (73, д, стр. 183—203). Но нужно упомянуть, что и американская экспедиция в горах Хангин-даба в 22 милях (35 *км*) к юго-западу от Урги отметила кароподобные выемки в верховьях многих долин р. Болкук-гол на северозападном склоне и считает их карами более древней эпохи оледенения. Эти образования находятся на высоте 1800—2100 *м* и эту высоту можно принять для снеговой линии максимальной эпохи оледенения 122, стр. 85, 86 и 383 и фиг. 29 и 30).

В общем для Кентея можно принять двукратное оледенение, при чем первое из них было значительно сильнее и распространялось на большую площадь, например, на долину р. Толы до г. Урги; но следы его сильно сглажены и требуют особенно тщательного изучения. Вторая эпоха ограничилась оледенением высших гор в виде самостоятельных центров, при чем во время отступания ледников имела место одна продолжительная остановка; следы ее очень свежи. В случае такого сильного оледенения Кентея в предпоследнюю эпоху, распространение его на соседние к северу вершины в верховьях рр. Чикоя и Ингоды, достигающие той же высоты 2400—2600 *м*, становится вероятным и следы его на уровне ниже вышеуказанных со временем должны быть найдены.

Переходим теперь к *следующему к югу поясу*. Восточный *Тянь-шань* в пределах Центральной Азии к востоку от меридиана г. Кульджи и в настоящее время несет многочисленные ледники. Об его современном и древнем оледенении всего больше данных собрал Мерцбахер, изучавший в 1907 и 1908 гг. разные части этой горной системы, кончая группой Богдо-ола на востоке; о последней опубликован уже полный отчет (127, а), тогда как о главной части системы между гг. Кульджей и Урумчи имеются только предварительные отчеты, в которых оледенению уделено мало места (127, б ,в, г). И в настоящее время обе окраинные цепи, северная и южная, достигающие 5000—6000 *м* абс. выс. и более, несут многочисленные ледники; в южной, Халык-тау, в верховьях рр. Агиас и Коксу, притоках р. Текес, есть ледники в 12—20 *км* длины, и Мерцбахер нашел, что нигде в Тянь-шане нет гор подобных смелых очертаний, подобного великолепия оледенения; ледниковый покров непрерывен от подножия до острого гребня. Северная цепь Ирен-хабирга несет на всем протяжении фирновый покров, но благодаря недостаточно глубокому расчленению питает, хотя и многочисленные ледники, но главным образом каровые и висячие и только небольшие долинные. Следы былого оледенения изобильны и грандиозны; местами реки врезаны ущельями в мощные моренные отложения; высокие междугорные долины

были сплошь покрыты льдом; старые морены найдены даже в 5 *км* к северу от подножия северной цепи. Последней ледниковой эпохе предшествовал озерный период, ранее которого были по крайней мере две эпохи оледенения. Так, в долине Мус-тамас над хорошо сохранившейся старой мореной лежит слоистый конгломерат (нагельфлю), на нем вторая морена, также покрытая конгломератом, на котором уже залегает морена последней эпохи. В долине р. Саксан-теке, притока Агиаса, старая окрепшая морена отшлифована льдом позднейшей эпохи. В долине р. Агиас молодая морена надвинута на старую, при чем промежуточные песчано-глинистые осадки подверглись сложной дислокации. Подобных примеров, доказывающих резкие колебания климата, не мало. Даже долины южного склона цепи, обращенного к Таримскому бассейну с его огромной песчаной пустыней, обилуют моренными отложениями, местами выходящими за подножие гор (127, б, в, г). Гораздо более сильное прежнее оледенение Восточного Тянь-шаня подтверждает геолог Леухс, участвовавший в экспедиции Мерцбахера в 1907 г. (128, стр. 72).

К востоку от глубокого разрыва, по которому пролегает дорога из Турфана и Кашгарии в г. Урумчи, Восточный Тянь-шань состоит уже только из одной цепи, несущей современные ледники на западном и восточном концах. На западе группа Богдо-ола достигает 6300—6500 *м* абс. выс. и, несмотря на свое положение между двумя пустынями — Джунгарской и Таримской — и сильное расчленение, имеет довольно многочисленные ледники: на северном склоне висячие, каровые и небольшие долинные, спускающиеся до 3150—3300 *м*, на южном склоне также два более длинные ледника; один их них кончается на высоте 3620 *м*, другой, длиной в 11 *км*, на высоте 3000 *м*; общая площадь оледенения в 70.7 *кв. км* составляет небольшую часть площади всей группы 1207.8 *кв. км*. Прежнее оледенение было несравненно больше: вся группа скрывалась под льдом, судя по распространению морен, прослеженных до высоты 1725 *м* на южном и 940 *м* на северном склоне. О большой мощности ледников того времени можно судить по высоте висячих долин над главными. Современная снеговая линия лежит на высоте 3652 *м* на северном и 3937 *м* на южном склоне, так что древние ледники спускались на северном склоне на 2712 *м*, а на южном на 2212 *м* ниже ее — величины, не уступающие соответствующим в Альпах. Характер ледникового покрова был иной, чем в Европе; после эпохи максимального оледенения, когда вся группа скрылась под фирном и льдом и морены отлагались на вышеуказанной высоте (или даже еще ниже), следовали стадии отступания, прерывавшиеся стадиями более слабого наступания; последних Мерцбахер насчитывает две (127, а, стр. 80—94 и 212—229). Но если принять во внимание неясные, сильно размытые остатки, которые могут представлять более древние конечные морены, находящиеся на еще более низких высотах, то можно предположить, что вышесказанное касается только последней

ледниковой эпохи (вюрм Европы), представлявшей, как известно, три стадии отступания (бюль, гшниц и даун), которой предшествовала эпоха более сильного оледенения (рисс). Следы последней, благодаря орографическим условиям местности, сделались слишком неясными и требуют особенно тщательного изучения. Отметим еще, что моренный тип большого озера северного склона Богдо-олы указан впервые Грум-Гржимайло, определившим его высоту в 1955 *м*; снеговую линию на северном склоне он определил на высоте 3682 *м* (129, а, стр. 168, 169, 509).

Восточный конец Восточного Тянь-шаня имеет только небольшое современное оледенение на меридиане г. Хами на трех вершинах хр. Баркульского, достигающих 3500—3720 *м*, и в хр. Карлук-таг, где гребень и вершины, достигающие по данным Carruthers 3970—4410 *м* (по Штейну до 3900—3920 *м*), на протяжении 24 *км* покрыты вечным снегом и дают начало небольшим очень крутым ледникам в 0.8—1.6 *км* на южном и до 3 *км* на северном склоне. Следы прежнего оледенения в виде ясных мощных морен отмечены этим путешественником на расстоянии до 10 *км* ниже конца современных ледников (95, 6, стр. 508, 509, 522, 621—624), но, вероятно, менее ясные следы могут быть найдены и ниже.

Мощная цепь Куэн-луня, протягивающаяся на тысячи километров от Памира вглубь Собственного Китая почти до Тихого океана и отделяющая Центральную Азию от Тибета, и в настоящее время в западной и средней части несет сильное оледенение, но о прежнем оледенении его известно немного. Мы ограничимся данными, касающимися Западного Куэн-луня и Нань-шаня, примыкающих непосредственно к пустыням Центральной Азии.

В Западном Куэн-луне первые сведения о высоте снеговой линии собрал Шлагинтвейт в 1856 г., а некоторые данные о древнем оледенении сообщил Богданович в 1890 г., недооценивший ни современного, ни древнего оледенений. Он нашел, что несмотря на непрерывность снегового покрова на северном склоне число ледников и размеры их очень невелики и объяснял это орографическими условиями — отсутствием больших фирновых бассейнов и крутым падением долин и сухостью климата и полагал, что в ледниковую эпоху развитие ледников мало отличалось от современного и выражалось главным образом в виде каровых ледников (130, стр. 49—54). Позже Новицкий сообщил дополнительные данные о современных ледниках, а Штейн, обнаружив более сильное оледенение сравнительно с сведениями Богдановича, открыл много новых ледников, в том числе достигавшие 15 *км* длины (131).[1] Специальное исследование в части Западного Куэн-луня, в бассейнах рр. Килиянга, Каракаша и Юрунгкаша, произвел Соболевский в 1913 г.,

[1] Сведения о ледниках Западного Куэн-луня можно найти также в отчетах Пржевальского, Певцова, Громбчевского и других путешественников; великолепные снимки гор и ледников дает Штейн (131, а), на некоторых видно полное перекрытие ледниковых

рисующий следующую картину: современная снеговая линия находится на северном склоне на высоте 4900 *м*, на южном на 5160—5200 *м* при средней высоте гор в северной цепи в 5300 *м*, в южной от 5500 до 6300—6500 *м*. Современные ледники спускаются в северной цепи до 4060—4740 *м*, в южной до 4270—4500 *м*, в обеих на северном склоне. Несмотря на достаточно большое поднятие гор над снеговой линией, ледники вообще не велики, имеют малые фирновые бассейны и представляют большей частью висячие или каровые; даже ледник верховий р. Нас, достигающий 15 *км*, стекает прямо с хребта, почти не имея снеговых полей; почти все ледники имеют один не расчлененный верхний конец, боковые же притоки остаются теперь в стороне в виде каровых ледников. Это объясняется узостью, крутизной и малой расчлененностью гребня и отсутствием продольных долин выше снеговой линии в связи с сухостью климата. Теми же условиями объясняется обилие моренного материала — языки ледников совершенно скрыты под моренами, покрытыми даже лёссом и травой. Древнее оледенение вследствие сильнейшего выветривания скал, уничтожающего полировку, шрамы, бараньи лбы и создающего обилие осыпей, маскирующих троги, распознается только по моренам, которые имеют своеобразный характер: они часто покрыты лёссом, сглаживающим их поверхность. Иногда более молодые морены лежат на лёссе, скрывающем древние. Последние встречены на высоте от 3000 до 4050 *м*, в среднем 3600 *м*; предполагая, что в то время снеговая линия была также на 500—550 *м* выше конца ледников, как и теперь, получим высоту ее в среднем 4100—4150 *м* для северного и приблизительно 4500 *м* для южного склона. Но тип древнего оледенения, хотя оно значительно превышало современное, был тот же в зависимости от орографических условий; ледники были длиннее, занимали много долин и каров, ныне бесснежных, но мощность их была невелика, а моренные отложения столь же обильны, судя по развитию флювио-гляциальных наносов. По окончании ледникового периода ледники сильно сократились, повидимому больше современного состояния, но затем опять наступили, судя по налеганию молодых морен на древние (132). Заметим еще, что в условиях, подобных куэн-лунским, т. е. при отсутствии больших фирновых бассейнов, питание ледников происходит главным образом посредством лавин, падающих с крутых склонов гор непосредственно на ледник; это наблюдал Мерцбахер в Восточном Тянь-шане, и новейшие путешественники в Каракоруме и Гималаях. На меридиане нижнего Тарима Куэн-лунь отклоняется от Таримской пустыни на ВЮВ, окаймляя с юга Цайдам; на окраине пустыни остается

языков моренным материалом; в тексте упоминаются и старые морены, покрытые лёссом, значительно ниже современных, в бассейне р. Юрунг-каш (I, 183—187, 188—191, 200—203; II, 454, 455, 458, 462, 475—481). Вероятно и в позднейшем труде «Serindia», который я не мог достать, есть данные о других частях Западного Куэн-луня.

хр. Алтын-таг, протягивающийся на восток до соединения с Нань-шанем на меридиане г. Са-чжоу (Дун-хуан). Он почти не исследован; Пржевальский во время второго путешествия прошел 300 *км* вдоль северного подножия и склона этого хребта (на восток от меридиана нижнего Тарима) и указывает его вероятную высоту 3900—4200 *м*, но ничего не сообщает об оледенении (134, а). Во время третьего путешествия он открыл снеговую группу Анембар-ула на восточном конце хребта, но отнес ее к системе Нань-шаня: он ее не исследовал и о высоте ничего не сообщает (134, б). Роборовский в 1894 г. объехал вокруг этой группы, не углубившись в нее; перевал Шины-хутул к западу от нее достигает 3620 *м*, перевал Тангын-хутул к востоку — 3660 *м*; высота гребня между первым и снеговой частью отмечена на его карте «не выше 4800 *м*» (135). Богданович, пересекший Алтын-таг на меридиане Лоб-нора, видел ледник на северном склоне южной цепи Юсуп-алык-таг и определил его конец засечкой на высоте 4200—4500 *м* (130, стр. 53). Литтльдэль прошел в 1893 г. по северному подножию Алтын-тага от Лоб-нора до Са-чжоу и указал высоту хребта от 3600 до 4500 *м*; на его карте снеговые вершины отмечены только под 92° в. д., но он упоминает их еще в урочище Нанамбаль, очевидно соответствующем Анембар (133). В 1907 г. вдоль северного склона прошел один из индийских топографов экспедиции Штейна; последний говорит только в общих словах о снеговой цепи Алтын-тага, которую видел с севера на пути с Лоб-нора в Са-чжоу, но на его подробных картах гребень и снеговые вершины не нанесены, показаны только высоты на пути топографа в 3000—3300 *м* и определенные засечками вершины в 4350—4626 *м*, повидимому западного конца Анембар-ула (131, 2, лист 36).[1] Судя по этим данным оледенение Алтын-тага, состоящего из одной высокой цепи (за исключением восточного и западного концов, где имеются по две цепи) и ограниченного с севера песчаной, с юга глинистой пустыней, незначительно, и обширное древнее оледенение в нем сомнительно.

Горная система *Нань-шаня*, ограничивающая с юга пустыни Бей-шаня и Ала-шаня от г. Са-чжоу до Желтой реки, известна гораздо лучше благодаря исследованиям нескольких путешественников, начиная с Пржевальского и кончая Штейном. Современное оледенение ее значительно, особенно в западной половине, к западу от меридиана 99°, где система состоит из семи, частью сложных горных цепей, тогда как восточнее этого меридиана их насчитывают только четыре (и там, и тут не считая промежуточные гряды, более низкие и короткие). Через всю северную половину системы тянутся хребты: 1) Рихтгофена (Ци-лян-шань); 2) Толай-шань и Северно-Тэтунгский, и 3) Да-сюэ-шань, Александра III и Южно-Тэтунгский. В западной половине к югу от них следуют: 4) Зюсса с группой Шаголин-намдзил, 5) Гумбольдта,

[1] Возможно, что в новом труде Штейна «Serindia» имеется больше сведений об Алтын-таге.

6) Риттера (самый короткий) и 7) Мушкетова. В восточной половине имеется: 8) Южно-Кукунорский (в восточном конце Ама-сургу). Данные об абсолютной высоте, снеговом покрове, современных ледниках и следах древнего оледенения (рассеянные в сочинениях 129, 131, 133—138) рисуют вкратце следующую картину: в сложном хр. Рихтгофена высота перевалов в западном конце 2800—3640 *м*, в высшей части до прорыва р. Хый-хе 4200—4400 *м*, в восточной от 3600 до 2700 *м*; высота гребня и вершин в западном конце 4000—4500 *м*, в высшей части 4800—5600 *м*, в восточной 4200 до 3500 *м*; высота снеговой линии на северном склоне в высшей части 4200 *м*, современные ледники кончаются на южном склоне на высоте 4400 *м*, конечные морены найдены на высоте 3400—3750 *м*. В хр. Толай-шань — Сев. Тэтунгском перевалы в высшей части 4100—4500 *м*, вершины 5000—5700 *м*, в восточной части перевалы от 3800 до 4200 *м*, вершины 4000—4500 *м*, конец ледников в высшей части 4230—4530 *м*, старые морены 3600—3900 *м*. В хр. Да-сюэ-шань-Александра III — Южн. Тэтунгском перевалы в высшей части 3900—4700 *м*, снеговая линия северного склона 4500 *м*, вершины до 5700 *м*, конец двух ледников северного склона 4260 *м*, старые морены 4050 *м*; в восточной части перевалы 3400—4150 *м*, вершины 4500—5000 *м*. В хр. Зюсса перевалы 4380—4600 *м*, вершины 5500—6200 *м*, старые морены 3900—4000 *м*. В хр. Гумбольдта перевалы 4000—4600 *м*, вершины 4600—5700 *м*, снеговая линия северного склона 4400 *м*, южного 4700 *м*, длина ледников 2—3 *км*. В хр. Риттера перевалы 3800—4800 *м*, вся широкая и плоская восточная часть покрыта ледниковым покровом в 20×40 *км*, моренный ландшафт с озерами на высоте 3900 *м* у восточного подножия, у южного 4130 *м*. В хр. Мушкетова перевалы 4200—4700 *м*, современное оледенение только в трех местах, конец одного ледника на северном склоне около 4530 *м*. В хр. Южно-Кукунорском перевалы 3700—4060 *м*, вершины 4000—4500 *м*, современного оледенения почти нет. Вообще в западной половине Нань-шаня хребты, исключая хр. Мушкетова, на протяжении целых километров, местами до 10—20 *км*, поднимаются выше снеговой линии, хотя современные ледники в зависимости от условий рельефа в большинстве случаев небольшие — каровые, висячие и короткие долинные, исключая хр. Риттера и группу Шаголин-намдзил, где они длиннее; в восточной половине только отдельные вершины и небольшие группы поднимаются над снеговой линией и современное оледенение конечно гораздо слабее, чем на западе. Понятно, что и в ледниковый период оледенение западной половины было значительно сильнее, чем в восточной; судя по разнице абсолютных высот конца современных ледников и конечных старых морен (определенной высоты днища старых кар еще нет), депрессию снеговой линии в западной половине Нань-шаня в ледниковый период можно принять примерно в 1000—1200 *м*. Ледники тогда достигали значительно больших размеров, нередко в 10—20 *км*, спускаясь далеко по поперечным долинам, местами до подножия хребтов; верховья долин рр. Толай-хэ и

Сулей-хэ были заполнены льдом; ледник восточной части хр. Риттера занимал площадь в 100 *км* длины и 70 *км* ширины и имел, как и теперь еще, скандинавский тип, тогда как остальные были альпийскими.

В общем в Центральной Азии в максимальную эпоху ледникового периода наибольшая степень оледенения естественно имела место в северном поясе, пограничном с Сибирью, где в западной части Монгольского Алтая, в Хангае, Кентее, хр. Хара-кере и Хан-хухей, в Джунгарском Алатау и соседних к востоку хребтах Пограничной Джунгарии фирновые поля и ледники занимали большие площади и имели скандинавский тип с переходами в материковый (в Хан-гае). В среднем поясе Восточный Тянь-шань также представлял огромные ледники частью скандинавского, а в группе Богдо-ола только альпийского типа; подобные же ледники, но меньших размеров, имелись в Карлык-таге, в средней и восточной частях Монгольского Алтая, далеко выдвинутых в пустыню. В южном поясе западный Куэн-лунь, Алтын-таг и Нань-шань, обладая оледенением, значительно превышавшим современное, несли ледники альпийского типа, за редкими исключениями. Таким образом и в ледниковый период хорошо отражалась географическая широта, абсолютная высота снеговой линии повышалась с севера на юг, а тип оледенения изменялся, от скандинавского, — с переходом в материковый на севере, и до альпийского, — на юге. Обширные впадины Центральной Азии с севера, запада и юга были сплошь окаймлены снегами и льдами, высылавшими вглубь пустыни еще два длинные отпрыска Монгольского Алтая и Восточного Тянь-шаня; естественным последствием такого окаймления и фиксации осадков на горах в виде снега и льда должна была быть гораздо бóльшая сухость климата Центральной Азии в ледниковый период сравнительно с современным, также достаточно сухим. Число эпох оледенения можно принять не менее двух, при чем первая была максимальной, а вторая, судя по наблюдениям Мерцбахера на Богдо-ола, представляла три субъэпохи с продолжительными остановками сокращавшихся ледников.

Об оледенении горных цепей восточной части среднего по широте пояса Азии — Большого и Малого Хингана, Ильхури-алина, Сихота-алина и хребтов Манчжурии и Кореи определенных сведений как будто нет. Их близость к Тихому океану и области муссонов вероятно препятствовала развитию значительного оледенения; но существование отдельных ледников на высших горах можно предполагать, а также на наиболее северных и самых отдаленных от моря — северной части Большого Хингана, Ильхури-алина, хр. Тукурингра и Буреинском; на Нижанских приисках западного склона последнего среди наносов встречается ископаемый лед фирнового строения.[1]

[1] Образцы этого льда, присланные зимой по почте в Иркутское горное управление я имел возможность исследовать в 1896 или 1897 г.; фотографический снимок льда сохранился, но данные о местоположении и условиях залегания затерялись.

Интересный и важный вопрос о депрессии снеговой линии во время ледникового периода в настоящее время еще не может быть решен с достаточной точностью в виду скудости наличных данных не только об абсолютной высоте дна старых кар, но даже о высоте современной снеговой линии; кроме того в иных случаях не известно, к какой эпохе оледенения относятся наблюдения высоты конца ледников; исследователь говорит о встреченных им конечных моренах, но вопрос, нет ли морен еще ниже по долине, менее ясных и потому незамеченных, остается открытым. Например, большое сомнение вызывает цифра в 1000—1100 *м* для конечных морен в Баргузинской тайге по сравнению с цифрой 360 *м* для соседней к северу Средне-Витимской горной страны, и нужно полагать, что первая цифра относится к последней ледниковой эпохе, а 360 *м* к предпоследней. Из имеющихся данных можно вывести предположительно величину депрессии: для хр. Черского в северном поясе 2700—2800 *м*, для Камчатки в среднем поясе 800—1000 *м*, для Русского Алтая (принимая цифры Гранэ о высоте снеговой линии в предпоследнюю эпоху в 2000 *м* для периферии и 1000 *м* для центра) 600—1200 *м*, для Сайлюгема 200—500 *м*, для Южного Алтая 1600 *м*, для Саура 1550 *м* и для Восточного Саяна 1500 *м*. В Центральной Азии получим: для Хангая и Кентея около 1000 *м*, для западной части Монгольского Алтая 1100 *м* для северного и 1400 *м* для южного склона, для Джунгарского Алатау 1200 *м*, для Барлыка-Уркашара 1200 *м*, для Богдо-олы в Восточном Тянь-шане 1100—1200 *м*, для Куэн-луня 700—800 *м* и для Наньшаня 800—1000 *м*.

Среди этих цифр поражает огромная депрессия в хр. Черского, но она правдоподобна, так как сравнение современного оледенения (совершенно ничтожного несмотря на субполярное положение и высоту, превышающую 3000 *м* с огромными размерами древнего оледенения) указывает на очень большую депрессию. Сомнительна малая величина депрессии в Сайлюгеме; она очевидно относится к последней, а не к максимальной эпохе. Мало вероятна депрессия в 1550 *м* в Сауре по сравнению с депрессией в 1200 *м* в соседних Барлыке и Уркашаре, которая ближе к действительной. Вообще для южной Сибири и прилегающей северной части Центральной Азии депрессия в 1000—1200 *м* кажется правдоподобной, а для южной окраины Центральной Азии 700—1000 *м* вероятно также близки к действительности. Эти цифры хорошо совпадают с данными о депрессии в других странах северного полушария, которые приводит Клуте в своей новой сводке (145).

Относительно приложенной карты необходимо заметить, что в ней поместилась только северная часть Центральной Азии, а мелкий масштаб карты позволил нанести границы ледниковых покровов только очень грубо. Сравнение ее с подобной картой, составленной мною в 1925 г.,[1] показывает, что

[1] Geologie von Sibirien. Berlin, 1926, Taf. 10.

с тех пор сведения о следах ледникового периода в северном поясе Сибири настолько умножились, что позволили покрыть его почти везде до 61° сплошным покровом, тогда как в то время я решился только соединить уральский ледник с таймырским косой линией от Самарова до Дудина, показать под вопросом отдельную площадь в верховьях Котуя—Хатанги, протянуть оледенение гусеницей по Верхоянско-Колымско-Анадырской дуге и внутри ее показать только две площади в хр. Улахан-чистай и Алазейском. В среднем поясе теперь прибавилась площадь Енисейского кряжа, а в южном изменений почти нет; в соседней части Центральной Азии пришлось расширить границы оледенения в Джунгарском Алатау и в Хангае.

Настоящий очерк показывает, какой обширный материал уже накопился по вопросу о признаках ледникового периода в Северной и Центральной Азии. Разросшийся объем очерка уже не позволил касаться остальных тесно связанных вопросов — о роли оледенения в развитии рельефа и речной сети, о характере ледниковых и межледниковых отложений, их флоре и фауне, их отношении к бореальным трансгрессиям и к лёссу и т. п. Сводные очерки на эти темы нужно поставить теперь на очередь, чтобы собрать имеющиеся обильные рассеянные и затерянные в литературе наблюдения. Но сначала нужно было доказать, что в Северной и Центральной Азии, в которой отсутствие ледникового периода считалось бесспорным, оледенение было, и весьма значительное; нужно было наметить примерные его границы и возможную кратность. Эта задача и выполнена настоящим очерком. Значение же факта обширного оледенения этого материка для всей истории четвертичного периода не только Азии, но и всего земного шара, я думаю, понятно всем. Нельзя больше смотреть на Северную Азию, как на обширную территорию, которая, в противоположность Европе и Северной Америке, не имела ледниковых и межледниковых эпох и поэтому развивалась в четвертичный период иначе, чем остальные материки северного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гревингк, К. Геогностическая часть путешествия Л. Шварца по Минусинскому округу Восточной Сибири. Тр. Сиб. эксп. Р. Г. О., Мат. отд., прил. 1, 1864, стр. 151—175.
2. Кропоткин, П. А. а) Поездка в Окинский караул. Зап. Сиб. отд. Р. Г. О., кн. IX—X, отд. I, 1867, стр. 1—94; б) Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., III, 1873, стр. 220—291; в) Исследования о ледниковом периоде. Там же, VII, 1876.
3. Чекановский, А. Л. Геологические исследования в Иркутской губ. Зап. Сиб. отд. Р. Г. О., кн. XI, 1874, стр. 398.
4. Михаэлис, Е. П. а) Следы древних ледниковых явлений на Тарбагатае и в Сауру. Изв. Р. Г. О., X, 1874, стр. 122—126; б) An ice period in the Altaï mountains. Nature, vol. 35, 1886, № 894, p. 149 (по русски: Землевед., 1914, кн. IV, стр. 91—92 и Зап. Семипал. подотд. Р. Г. О., VIII, 1914, 3 стр.).

5. Воейков, А. И. Климатические условия ледниковых явлений прошедших и настоящих. Зап. Мин. общ., 2 сер., XVI, 1881, стр. 72, 73, 90.
6. Черский, И. Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. Отд. Р. Г. О., XII, 1882, № 4–5.
7. Щуровский, Г. Геологическое путешествие по Алтаю. Москва, 1846, стр. 381, 382.
8. Cotta, B. Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871, S. 74.
9. Bialoveski, A. Ice period on the Altai range. Nature, 1887, vol. 35, № 909, p. 513 (по-русски: Землевед., 1914, кн. IV, стр. 93).
10. Соколов, Н. А. Сообщение в Отделе физической географии. Изв. Р. Г. О., 1887, вып. I, прот., стр. 90—91.
11. Соболев, Н. А. Русский Алтай (из путешествия в 1895 г.) Землевед., 1896, кн. 3—4, стр. 51—110.
12. Федоров, Е. С. Заметка о нахождении меловых и валунных отложений в приуральской части Северной Сибири. Изв. Геол. ком., 1887, стр. 239—250.
13. Макеров, Я. А. О ледниковых отложениях при впадении Иртыша в Обь. Тр. СПб. Общ. ест., XXI, вып. I, 1891.
14. Высоцкий, Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. V, стр. 82—84.
15. Городков, Б. Н. и Неуструев, С. С. Почвенные районы Уральской области. «Урал», техн.-экон. сборн., Екатеринбург, 1923.
16. Дунин-Горкавич, А. А. а) Тобольский север, т. II, СПб., изд. Деп. землед., 1910; б) Географический очерк Тобольского севера. Изв. Р. Г. О., 40, 1904, вып. 1—2, стр. 78—130.
17. Драницын, Д. А. (а) Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края. Тр. почв.-бот. иссл. колониз. районов Аз. России, ч. 1, вып. 1, 1915; б) Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела. Изв. Докуч. почв. ком., 1914, № 2.
18. Эдельштейн, Я. С. (а) Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., т. V, 1925—26 г., стр. 1—75; б) Предварительный отчет о геологических исследованиях в Ачинском золотоносном округе в 1907 г. Геол. иссл. в золотон. обл. Сиб., Енис. район, вып. VII, 1909, стр. 10—12; в) Геологические исследования в юговосточной части Минусинского уезда в 1910 г. Там же, вып. XII, 1912, стр. 51—54.
19. Городков, Б. Н. Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии Наук и Русского географического общества. «Природа», 1924, № 7—12.
20. Дмитриев-Садовников, Г. Река Полуй. Изв. Р. Г. О., 52, 1916, вып. 6, стр. 493—497,
21. Житков, Б. М. Полуостров Ямал. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., XXIX, 1913.
22. Schmidt, F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthkadavers von der K. Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mém. Ac. Sc. de St. Pét., VII sér. XVIII, 1872, № 1.
23. Гыданская комплексная экспедиция. Отч. о деят. Акад. Наук за 1928 г., ч. II, стр. 126—127.
24. Donner, K. Bei den Samojeden in Sibirien. Stuttgart, 1926, SS. 156, 157, 165, 168, 171.
25. Лопатин, И. А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., XXVIII, № 2, стр. 82—83.
26. Миддендорф, А. Путешествие на север и восток Сибири, ч. I, СПб., 1860, стр. 253, 254, 278, 279.
27. Урванцев, Н. Н. а) Норильский каменноугольный район. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., П., вып. 1, 1921, стр. 32—35; б) Следы четвертичного оледенения Центральной

части севера Сибири. Геол. вестн., VI, 1928, № 1—3, стр. 47—49; в) Маршрутные исследования по р. Хантайке летом 1928 г. Изв. Геол. ком., 1929, № 8, стр. 39—70, с 3 табл.

28. Toll, E. Russische Polarexpedition. Pet. Mitt., 1902, S. 86. (Также в Изв. Акад. Наук, XV, 1901, № 4, стр. 354).
29. Толмачев, И. П. Объяснительная записка к географической и геологической карте Хатангской экспедиции. Изв. Р. Г. О., 48, 1912, вып. 6, стр. 12—13.
30. Толль, Э. В. а) Экспедиция Академии Наук на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана. Там же, 30, 1894, вып. 4, стр. 447; б) Ископаемые ледники и их отношение к трупам мамонта. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., XXXII, 1897, № 1.
31. Черский, И. Д. Предварительный отчет об исследованиях в области рр. Колымы, Индигирки и Яны. Зап. Акад. Наук, т. 73, кн. 1, прил. № 5, 1893, стр. 26—27.
32. Севастьянов, Д. П. а) Об оледенении крайнего северо-востока Сибири. Дн. XII съезда естеств. и врач., 1911 г., Москва, 1912, стр. 491—492; б) Краткий предварительный отчет о поездке в Колымский край. Изв. Акад. Наук, XIX, 1903, прот.
33. Erman, A. Reise um die Erde durch Nordasien und die beiden Oceane. 1. Abt., Bd. II, Berlin, 1838, SS. 361, 366, 380.
34. Казанский, П. А. а) Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль северного побережья Охотского моря в 1912 г. Изв. Геол. ком., 1913, № 7, стр. 691 и 702; б) Исследования по выяснению золотоносности Охотского района. Там же, 1918, № 1, стр. 217.
35. Григорьев, А. А. а) Геология, рельеф и почвы северозападной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. Мат. ком. Акад. Наук по изуч. Якутской АССР, вып. 4, 1926, стр. 112, 116 и 158; б) Геоморфологический очерк Якутии. «Якутия». Сборн. статей под ред. П. В. Виттенбурга, 1927, изд. Акад. Наук, стр. 48.
36. Обручев, С. В. а) Экспедиция на р. Индигирку и в хр. Кех-Тас и Верхоянский в 1926 г. Вестн. Геол. ком., 1927, № 4, стр. 1—6; б) Ztschr. f. Gletscherkunde, XV, 1927, H. 3; в) Работы Колымского геоморфологического отряда по 1 июня 1929 г. Изв. Акад. Наук, 1929, № 8, стр. 749—756.
37. Толмачев, И. П. а) По Чукотскому побережью Ледовитого океана. СПб., 1911, стр. 89; б) Почвенный лед с р. Березовки. Научн. рез. эксп. Акад. Наук на р. Березовку, т. I, 1903.
38. Воллосович, К. а) О геологических исследованиях на Новосибирских островах. Изв. Акад. Наук, XVI, 1902, № 5; б) Мамонт острова Б. Ляховского. Зап. Мин. общ., 50, 1915, стр. 305—339; в) Раскопки Санга-юрахского мамонта. Изв. Акад. Наук, 1903.
39. Матисен, Ф. Донесение командира яхты «Заря». Изв. Акад. Наук, 1904, № 2.
40. Muir. Report of the cruise of the U. S. rev. st. «Corvin» in the Arctic ocean, 1881, p. 143.
41. Dawson. Geological notes on some of the coasts and islands of Bering sea and vicinity. Bull. Geol. Soc. «America», V, p. 141.
42. Богданович, К. Очерки Чукотского полуострова. СПб., 1901, стр. 137, 149—151.
43. Полевой, П. И. Анадырский край. I. Главнейшие результаты Анадырской экспедиции. Тр. Геол. ком., н. с., вып. 140, 1915, стр. 78—82.
44. Молчанов, И. А. а) Следы древнего оледенения в Енисейском крае. Изв. Сиб. отд. Геол. Ком., V, вып. 5, стр. 1—22, 1926; б) Признаки древнего оледенения около с. Балей Красноярского окр. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., н. с., Отд. геол., V, вып. 2, стр. 171—181, 1927.

45. Зайцев, А. М. К геологии южной золотоносной системы Енисейского горного округа. Вестн. золотопр., Томск, 1892.

46. Мейстер, А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Енис. район, вып. IX. СПб., 1910.

47. Козьмин, М. Н. а) О ледниковых явлениях в Олекминско-Витимской стране. Изв. Вост.-Сиб. отд. Р. Г. О., XXI, 1890, вып. I, стр. 1—33; б) Следы каменного века в долине р. М. Патом. Там же, XXIX, 1898, вып. I, стр. 70—78.

48. Обручев, В. А. Геологическое исследование Олекминско-Витимской горной страны и ее золотоносных россыпей. Изв. Вост.-Сиб. отд. Р. Г. О., XXII, 1891, вып. 2—3, стр. 1—74 и XXIII, 1892, вып. 3, стр. 1—27.

49. Герасимов, А. П. а) Геологические исследования в бассейнах рр. Вачи и Кадали в 1900 г. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. I, стр. 16—22; б) Геологические исследования в бассейнах рр. Кадали и Энгажимо в 1901 г. Там же, вып. II, стр. 73; в) Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Там же, вып. III, стр. 13, 34, 35; г) Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Там же, вып. IV, стр. 13—16 и 25—28; д) Описание листов II—6, III—6 и I—6/7 геологической карты. Там же, 1904, 1907, 1910.

50. Котульский, В. К. Маршрутные исследования в Ленском горном округе в 1908 г, Там же, вып. V, 1910, стр. 35 и вып. VI, 1910, стр. 10 (указывает отсутствие следов оледенения, кроме каров с озерками, в исследованной им северной части страны).

51. Мейстер, А. К. а) Геологические исследования по восточной окраине Ленского золотоносного района в 1907—1908 гг. Там же, вып. V, 1910, стр. 86, 87; б) Восточная окраина Ленского золотоносного района. Там же, вып. X, 1914, стр. 21—33; в) К вопросу о происхождении рельефа в Олекминско-Витимской горной стране. Геол. вестн., III, стр. 98—101.

52. Обручев, В. А. а) Бассейн реки Бодайбо. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. II, 1903, стр. 23—35; б) Описание листов IV—1 и 2, V—1 и 2, IV—3 и V—3 геологической карты. Там же, 1907, 1910 и 1914 (описание листов IV—4 и V—4, VI—1 и 2 совместно с А. П. Герасимовым, там же, 1929); в) Олекминско-Витимский золотоносный район (общая сводка данных по району). Библ. горн. журн., № 1, Москва, 1923, стр. 33—39; г) Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране. Геол. вестн., II, 1916, № 5—6, стр. 247—265.

53. Преображенский, П. И. а) Бассейны рр. Тахтыги и Анангры. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. III, 1905, стр. 48, 56; б) Геол. иссл. в Ленском горн. окр. в 1903 г. Там же, вып. IV, 1907, стр. 51; в) Северная и западная окраины Патомского нагорья. Там же, вып. V, 1910, стр. 4; г) Маршруты в югозападной части Северно-Байкальского нагорья. Там же, вып. IX, 1913, стр. 116, 121.

54. Павловский, Е. В. а) О следах оледенения в Средне-Витимской горной стране. Геол. вестн., VI, 1928, № 4—6, стр. 41—42; б) К геоморфологии долины р. Лены и нижнего течения р. Витима. Там же, VII, 1929, № 1—3.

55. Мейстер, А. К. а) Средне-Витимская горная страна. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. VII, 1910, стр. 18—19; б) Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рр. Мамакана, Б. и М. Кункудери и В. Ангары. Там же, вып. IX, 1913, стр. 4—19.

56. Обручев, В. А. К оледенению Средне-Витимской горной страны. Геол. вестн., VI, 1928, № 4—6, стр. 42—45.

57. Никитин, Д. В. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары. Изв. Геол. ком., 1918, № 1, стр. 196—211.

58. Тетяев, М. М. Северозападное Прибайкалье; а) Бассейн р. Тыи. Тр. Геол. ком., н. с., вып. 108. 1915, стр. 46; б) Область с. Горемыки. Там же, вып. 126, 1916, стр. 9, 10, 82, 93—102.

59. Котульский, В. К. Геологические исследования в Баргузинском округе. Геол. иссл. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. VII, 1910, стр. 83, 84; вып. VIII, 1912, стр. 41, 42, 46—48, 51; вып. IX, 1913, стр. 35, 37, 38, 40, 45, 57; вып. XI. 1915, стр. 20—24, 54, 59.

60. Свитальский, Н. И. Геологические исследования в Баргузинском округе в 1912 г. Там же, вып. XI, 1915, стр. 93—95 и 118.

61. Eskola, P. Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der Wasserscheide zwischen dem Bargusin und der Oberen Angara in Transbaikalien. C. R. de la Soc. Géol. de Finlande, 1929, № 1, pp. 1—21, m. 12 Fig.

62. Миткевич-Волчасский, Е. Отчет о геологических исследованиях месторождения медных руд по р. Намаме Забайкальской области. Геол. исслед. в золотон. обл. Сибири, Ленский район, вып. IX, 1913, стр. 84.

63. Комаров, В. Л. Камчатская экспедиция Ф. П. Рябушинского. Ботанический отдел, вып. I, стр. 407—408, Москва, 1912.

64. Конради, С. А. и Келль, Н. Г. Геологический отдел Камчатской экспедиции 1908—1911 гг. Изв. Р. Г. О., 57, 1925, вып. I, стр. 22.

65. Bogdanowitsch, K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Pet. Mitt., 1904, H. 5, S. 123.

66. Чурин, В. П. Южный склон Русского Тарбагатая от р. Кара-кетат до р. Урджар. Изв. Геол. ком., 1916, № 3, стр. 416.

67. Резниченко, В. а) Ледниковая группа Мус-тау. Изв. Р. Г. О., 46, в. 1—5, 1910, стр. 53—101; б) Южный Алтай и его оледенение, Там же, 50, 1914, в. 1—2, стр. 1—68.

68. Седельников, А. Н. а) Поездка к оз. Зайсану и в горы Мус-тау. Зап. Зап.-Сиб. Отд. Р. Г. О., XXXI, 1904, стр. 22—25, 28—31, 34, 35, 38; б) Предварительный отчет о поездке в югозападный Алтай и в долину р. Теректы в горах Саур. Зап. Семипал. подотд. Р. Г. О., вып. IV, 1908, стр. 2, 8, 9; в) Озеро Зайсан. Зап. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., 25, 1909.

69. Сапожников, В. В. а) Предварительный отчет об ученой командировке в Саур и Джунгарский Алатау в 1904 г. Изв. Томск. унив., 1905, стр. 3; б) Очерки Семиречья. II. Джунгарский Алатау. Там же, 1906.

70. Нехорошев, В. П. Кендерлыкское каменноугольное месторождение. Матер. общ. и прикл. геол., вып. 79, 1928, стр. 24.

71. Обручев, В. А. Пограничная Джунгария, т. I, вып. 1—3, Томск, 1912—1914, стр. 62, 64—68, 71, 586, 587, 631, 636, 638, 645—648, 662, 663, 665, 675, 685, 740—746.

72. Пилипенко, П. П. а) К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Еж. геол. и мин. Росс., XII, вып. 1—2, стр. 1—7; б) Минералогия западного Алтая. Изв. Томск. унив., 42, 1915, стр. 238—239.

73. Гранэ, Г. а) О значении ледникового периода для морфологии северовосточного Алтая. Зап. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., 38, 1916, стр. 1—22; б) Morphologische Forschungen im östlichen Altai. Ztschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin, 1914, № 5; в) О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., III, в. 1—2, 1915, стр. 1—57; г) Les formes du relief de l'Altaï Russe et leurs genèse, Helsingfors, 1917, p. 125; д) Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit in der NW Mongolei etc., Helsingfors, 1910.[1]

[1] Кроме того он напечатал три статьи на финском языке, на которые в работе под лит. г) ссылается; я не привожу их заглавий, так как они мне, как и большинству читателей, недоступны. Публикуя статьи на подобных мало распространенных языках авторы не должны быть в претензии на то, что их данные приходится игнорировать.

74. Струве, К. и Потанин, Г. Путешествие на оз. Зайсан и в речную область Черного Иртыша. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., I, 1867, стр. 418.
75. Янишевский, М. Э. Отчет о геологических исследованиях в восточной части Семипалатинской области в 1913 г. Изв. Геол. ком., 33, 1914, № 5, стр. 457—464.
76. Игнатов, П. Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. Изв. Р. Г. О., 38, 1902, вып. 2, стр. 178, 190, 193—195, 198, 201, 202.
77. Сапожников, В. В. а) Новые ледники Чуйских белков. Изв. Р. Г. О., 35, 1899, стр. 516; б) Катунь и ее истоки. Изв. Томск. унив., 1901, стр. 191.
78. Яковлев, С. А. а) Геологическое описание северозападной четверти 15 листа X ряда 10 верстн. карты Томской губ. Тр. Геол. части Кабинета, VIII, вып. I, 1907; б) К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. Тр. СПб. общ. ест., 40, 1909, вып I, № 1, прот. 21—36; в) О происхождении Телецкого озера. Изв. Р. Г. О., 52, 1916, вып. 6, стр. 446, прим.
79. Обручев, В. А. Алтайские этюды. I. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землевед., 1914, кн. IV.
80. Тюменцев, К. Г. Путешествие по Алтаю в 1915 г. Там же, 1916, кн. III—IV, стр. 187—190.
81. Никитина, Е. Альпийские болота левых притоков Уймеия, притока Бии. Изв. Томск. унив., 79, вып. 1, стр. 42.
82. Троновы, Б. и М. а) Восхождение на Белуху. Землевед., 195, кн. IV, стр. 84—98. б) По истокам Аргута. Там же, 1916, кн. I—II, стр. 13—30; в) Поездка в восточный Алтай летом 1924 г. Изв. Р. Г. О., 57, 1925, вып. 1, стр. 61—62.
83. Тронов, Б. В. а) Каталог ледников Алтая. Изв. Р. Г. О., 57, 1925, вып. 2, стр. 107—159; б) Современное оледенение Алтая. Там же, 56, 1924, вып. 2, стр. 37—71.
84. Падуров, Н. Н. Геологические исследования в Катунских альпах летом 1926 г. Изв. Геол. ком., 1927, № 4, стр. 340—345.
85. Fickeler, P. Der Altai, eine Physiogeographie. Pet. Mitt., Ergänzungsheft № 187, Gotha, 1925, SS. 111—130.
86. Tchihatcheff, P. Voyage scientifique dans l'Altaï oriental etc. Paris, 1845.
87. Семихатова, Л. И. Сайлюгем. Географический очерк. Тр. Общ. изуч. Урала, Сиб. и Дальн. Вост., I, вып. 2, Москва, 1928, стр. 1—39.
88. Толмачев, И. П. а) К вопросу о ледниковом периоде в Сибири. Тр. СПб. Общ. ест., 30, вып. 1, № 1, стр. 1—6; б) Геологическая поездка в Кузнецкий Алатау летом 1902 г. Изв. Р. Г. О., 39, 1903, вып. 4; в) Геологическое описание восточной половины 15 и югозападной четверти 16 листа VIII ряда 10 верстн. карты Томской губ. Тр. Геол. части Кабинета, VII, 1909, стр. 667—673; г) О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау. Тр. СПб. общ. ест., 33, вып. 1, № 6, прот., стр. 200—202.
89. Чураков, А. Н. Геологическая съемка в центральной части Кузнецкого Алатау. Изв. Геол. ком., 1921, № 7, стр. 319.
90. Булынников, А. Я.; а) Саралинский золоторудный район. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., VII, вып. 3, стр. 3, Томск, 1928; б) Геологические исследования в Нижне-Казырском районе Минусинского округа в 1926 г. Там же, IX, вып. 2, стр. 5, 1929.
91. Кузьмин, А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., VIII, вып. 2, стр. 62, Томск, 1929.
92. Ошурков, В. А. Отчет о поездке 1902 г. в Западные Саяны и западную часть хр. Танну-ола. Зап. Красноярск. подотд. Р. Г. О., I, вып. 1. 1906, стр. 32—33.
93. Баженов, И. К. а) Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения. Изв. Сиб. Отд. Геол. ком., IV, вып. 1, 1924, стр. 4—5 и 20—23. б) Предварительный отчет о геологических исследованиях 1925 г. в югозападных Саянах. Там же, VI, вып. 1, 1926, стр. 35; в) Предварительный отчет о геологиче-

ских исследованиях 1926 г. в югозападных Саянах. Там же, VII, вып. 1, 1927, стр. 3—5.

94. Клеменц, Д. А. Краткий предварительный отчет об экскурсиях в системе Абакана в 1883 г. Зап. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., XI, 1891, стр. 15—19.

95. Carruthers, D. a) Unknown Mongolia. A record of travel and explorations on the Russo-Chinese Borderlands, 2 vols., London, 1913; б) Further information on the Turgun or Kundulen mountains in NW Mongolia etc. Geogr. Journ., 1914, October, pp. 382—385.

96. Шварц, Л. Путешествие прапорщика Крыжина в 1858 г. Тр. Спб. эксп. Р. Г. О., Матем. отд., СПб., 1864, стр. 77—97.

97. Ижицкий, Л. Н. Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губ. в 1893 г. Горн. журн., 1895, № 4, стр. 60—66, 71.

98. Стальнов, Г. К вопросу о современных Саянских ледниках. Вестн. Геол. ком., 1925, № 24, стр. 6—8.

99. Черский, И. Д. Еловский отрог как связь между Тункинскими альпами и Саяном, Изв. Сиб. отд. Р. Г. О., 1875, VI, № 4, стр. 137—183.

100. Ячевский, Л. А. Краткий предварительный отчет о геологической части экспедиции Н. П. Бобыря. Изв. Вост.-Сиб. отд. Р. Г. О., 1888, XIX, № 1, стр. 1—17.

101. Перетолчин, С. П. а) Восхождение на Мунку-сардык летом 1896 г. Там же, 1897, 28, № 4; б) Ледники хр. Мунку-сардык. Изв. Томск. техн. инст., 1908, 47 стр.

102. Де Геннинг-Михелис, Е. В северной Монголии. Изв. Вост.-Сиб. отд. Р. Г. О., 1898, 29, № 3, стр. 151—190.

103. Комаров, В. Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 г. Изв. Р. Г. О., 41, 1905, вып. 1, стр. 23—154.

104. Львов, А. и Кропачев, Г. Краткий отчет о результатах исследований Аршана. Изв. Вост.-Сиб. отд. Р. Г. О., 40, 1909, стр. 77, прим.

105. Преображенский, П. И. Следы древнего оледенения в верховьях рр. Иркута и Оки. Изв. Геол. ком., 45, 1926, № 8, стр. 839—849.

106. Крылов, И. М. Путевые заметки об Урянхайской земле. Зап. Р. Г. О. по общ. геогр., 34, № 2, 1903, стр. 81—102.

107. Hausen, H. a) The Upper Jenissei drainage area (Territory of Uriankhai). Acta geographica, I, № 1, Helsingfors, 1925; б) Einige Züge der Oberflächengeologie der sibirisch-mongolischen Grenzgebiete zwischen Altai nnd Transbakalien. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1928, № 7/8, SS. 289—295; в) Outline of the physiographical development of the northern part of the Sino-Siberian continental area. C. R. de la XIII Sess. du Congr. Géol. Intern., f. 2, p. 1120. Liége, 1925.

108. Ламакины, Н. В. и В. В. Географические исследования в Восточных Саянах в 1927 г. Тр. Геогр. Н.-Иссл. Инст. при физ.-мат. фак. I Моск. Гос. Унив., Москва, 1928, 62 стр.

109. Отчет об исследованиях Докторовича-Гребницкого в Хамар-дабане в 1919 г. Изв. Геол. ком., 1920, № 2, стр. 129.

110. Емельянов, Н. Д. Верхнечикойский район Забайкальской области. Предв. отч. об орган. и исполн. работ по иссл. почв Аз. России. 1913 г. СПб., 1914, стр. 57—58.

111. Прасолов, Л. Н. Южное Забайкалье. Почвенно-географический очерк. Матер. Особ. ком. по иссл. союзн. и автономн. республик при Акад. Наук, вып. 12, 1927, стр. 205—210.

112. Крашенинников. К характеристике ландшафтов Восточного Забайкалья. Землевед., 1913, кн. I—II, стр. 72—78, с 3 рис.

113. Friedrichsen, M. Forschungsreise in den zentralen Tiënschan und Dsungarischen Alatau im Sommer 1902. Mitt. Geogr. Ges., Hamburg, XX, 1904, S. 218.

114. Закржевский, Р. Краткий очерк северного склона Джунгарского Алатау. Зап. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О., XV, вып. I, стр. 10.

115. Казанский, П. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях между г. Копалом и р. Или в 1911 г. Изв. Геол. Ком., 1912, № 7, стр. 480, 481.

116. Горностаев, Н. Н. Четвертичные отложения у северных подножий Джунгарского Алатау. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., IX, вып. I, 1929, 86 стр.

117. Мейстер, А. К. Геологическое описание маршрута Семипалатинск — Верный. Тр. Геол. ком., н. с., вып. 51, 1909, стр. 55 и 74—75.

118. Кассин, Н. Г. Гидрогеологическое исследование в области южных склонов Джунгарского Алатау в 1916 г. Матер. по гидрогеологии, вып. 6—7. Упр. Водн. Хоз. на межнац. сист. Ср. Азии и Казакстана. 1927.

119. Сапожников, В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Изв. Томск. унив., 58, 1911, стр. 269—307 (древнее оледенение стр. 298—307).

120. Потанин, Г. Н. Очерки северозападной Монголии. СПб., изд. Р. Г. О., 1881, вып. 1, стр. 118 и 223.

121. Казнаков, А. Н. Мои пути по Монголии и Каму. Монголия и Кам. Тр. Эксп. Р. Г. О., 1899—1901, II, вып. 1, стр. 23, 24.

122. Berkey, C. P., Morris, F. K. Geology of Mongolia. A reconnaissance report, based on the investigations of the years 1922—1923. Centr. As. Exp., Nat. Hist. of Centr. Asia, II, New-York, 1927, pp. 267, 268, 311.

123. Voyages de Dmítri Klementz en Mongolie occidentale de 1885 à 1897. Bull. Soc. Géogr. de Paris, 1899, 3 trimestre, pp. 308—329.

124. Юрганова, К. В. От Улалы до Отхан-хаирхана. Тр. Томск. общ. изуч. Сибири, II, вып. 2, 1912.

125. Усов, М. А. Орография и геология Кентейского хребта в Монголии. Изв. Геол. ком., 1915, № 8, стр. 889—997.

126. Молчанов, И. А. Материалы к вопросу о древнем оледенении северовосточной Монголии. Изв. Р. Г. О., 54, 1918, вып. 1, стр. 57—100.

127. Merzbacher, G. a) Die Gebirgsgruppe Bogdo-ola im östlichen Tian-Schan. Abh. K. Bayr. Akad. d. Wiss., mat.-nat. Kl., 27, Abh. 5. München, 1916; б) Von meiner neuen Tian-Schan Expedition. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1910, № 4—5; в) Die Physiographie des Tian-schan. Geogr. Ztschr., 19,1913, H. 1, S. 9; г) Meine neue Tian-Schan Expedition. Pet. Mitt., 1908, SS. 94—97; 1909, SS. 34—40.

128. Leuchs, K. Geologische Untersuchungen im Chalyk-tau, Temurlyktau, Dsungarischen Alatau. Abh. K. Bayr. Akad. d. Wiss., mat.-nat. Kl., 25, Abh. 8, München, 1912.

129. Грум-Гржимайло, Г. Е. Описание путешествия в Западный Китай, 3 тома, изд. Р. Г. О., 1896, 1899 и 1907.

130. Богданович, К. И. Геологические исследования в Восточн. Туркестане. Тр. Тибетской эксп. 1889—1890 гг., ч. II, СПб., изд. Р. Г. О., 1892.

131. Stein, Aurel. a) Ruins of desert Cathay. London, 1912, 2 vol. б) Maps of Chinese Turkistan and Kansu. Dehra-dun, 1923.

132. Соболевский, Г. К современному и древнему оледенению в Западном Куэн-луне. Изв. Р. Г. О., 54, 1918, вып. 1, стр. 27—56.

133. Littledale, G. R. A journey across Central Asia. Geogr. Journ., 1894, 7, pp. 454—458.

134. Пржевальский, Н. М. а) От Кульджи за Тянь-шань и на Лоб-нор, СПб., изд. Р. Г. О., 1878, стр. 34—37; б) Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки, СПб., изд. Р. Г. О., 1883, стр. 111, 112, 133.

135. Роборовский, В. И. Труды экспедиции Р. Г. О. по Центральной Азии, совершенной в 1893—1895 гг., ч. I. СПб., 1900, стр. 173—194.

136. Потанин, Г. Н. Тангутско-тибетская окраина Китая и Центральная Монголия. Путешествие 1884—1886 гг., т. I, СПб., изд. Р. Г. О., 1893.
137. Козлов, П. К. а) Отчет помощника начальника экспедиции. Тр. Эксп. Р. Г. О. по Центр. Азии, совершенной в 1893—1895 гг., ч. II, СПб., 1899, стр. 132—223; б) Монголия и Кам. Тр. Эксп. Р. Г. О. в 1899—1901 гг., т. I, СПб., 1905, стр. 623—663.
138. Обручев, В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-шань. СПб., изд. Р. Г. О., 1900, 1901, т. I, гл. X—XII, т. II, гл. XVI—XX.
139. Танфильев, Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского окр. Тр. Геол. части Кабинета, V, вып. 1, 1902, стр. 162—164.
140. Coleman, A. P. Ice ages recent and ancient. New York, 1926.
141. Прасолов, Л. И. О почвах западной и южной частей Зайсанского уезда. Предв. отч. об орган. и исполн. раб. по иссл. почв Аз. России в 1914 г., ст. VIII, Пгр., 1916, стр. 150, 151.
142. Скворцов, Е. Ф. Ленско-Колымская экспедиция 1909 г. Изв. Р. Г. О., 50, 1914, стр. 401—428.
143. Булгаков, А. Ледники Джунгарского Алатау бассейна р. Ак-су в Копальском уезде. Там же, 51, 1915, вып. 1, стр. 27—34.
144. Pohle, R. Beiträge zur Kenntnis der Westsibirishen Tiefebene. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1918, № 1/2; 1919, № 9/10.
145. Klute, F. Die Bedeutuug der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. Ztschr. f. Gletsch., XVI, H. 1/2, 1928.
146. Павлов, Н. В. Хангай и Северная Гоби. Предв. отчет. Изв. Р. Г. О., 57, 1925, вып. 1, стр. 123—129.
147. Обручев, С. В. Геоморфологическое исследование р. Колымы в 1929 г. Изв. Акад. Наук, 1930, № 6.

Дополнения.

К стр. 69. Половников между р. Юхтой и р. Ирелью на западной окраине района с. Горемыки видел на низком плато валунные гряды и между ними на разных уровнях озерки, берега и дно которых выложено крупными валунами; в области хр. Прибайкальского он отметил следы изборождения на крутых бортах долин и в одном месте бараний лоб и предположил наличие ледниковых процессов (Рекогносц. изыскания ж. д. пути Иркутск — Бодайбо в 1907—1908 гг., изд. Ирк. общ. упр. Ирк., 1910, стр. 62, 69). Это подтверждает вывод о сильном оледенении Прибайкальских гор в районе работ Тетяева; ледник Ирели спускался до абс. выс. 850 м на плато с озерками.

К стр. 81. Семихатова напечатала новые данные о современном и древнем оледенении хр. Чихачева (Советская Азия, 1930, № 2—3).

К стр. 91. Пилипенко сообщил (Минер. сырье, 1930, № 7—8) о грандиозных следах оледенения в Хамар-дабане, обнаруженных им по рр. Слюдянке, Похабихе, Улунтую, Быстрой, и на гольцах в их верховьях: морены, кары, каровые озерки, форма долин, ригели, бараньи лбы, эрратические валуны. Ледники спускались до низовья долин. Сильное оледенение западной части Хамар-дабана по этим данным вне сомнения.

CORRIGENDA

В № 2 «Бюллетеней Комиссии по изучению четвертичного периода» в статье Д. Н. Соболева «О стратиграфии четвертичных отложений Украины» таблица на стр. 18 должна быть исправлена в таком виде:

Тираспольская днестровская терраса.	Степная днепровская терраса.
Вюрмский лесс, прорезанный ископаемым почвенным горизонтом.	Вюрмский лесс, прорезанный ископаемым почвенным горизонтом.
Рисский лесс с почвою на нем.	Верхняя часть рисского лесса с почвою на нем.
	Рисская морена.
Пресноводный суглинок.	Пресноводный суглинок.
Мелкозернистый, вверху глинистый песок.	Пески с *Paludina diluviana.*
Слоистый желтый песок.	Белые пески с прослоями галечника с раковинами пресноводных моллюсков и *Elephas trogontherii* (Резниченко).
Крупнозернистый песок с днестровской галькой с *Paludina diluviana, Corbicula fluminalis, Elephas trogontherii* (Синцов).	

См. на обороте

Верхняя часть таблицы на стр. 22 и ее немецкий текст на стр. 25 должны иметь такой вид.
(Der obere Teil der Tabelle auf S. 22 und ihr deutscher Text auf S. 25 müssen folgendermassen aussehen)

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНО-ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ, УКРАИНЫ И КРЫМА

Эпоха	Северная Польша, Белоруссия, Литва и Прибалтийский край		Украина			Азовское побережье и Крым
Голоцен	Почва, делювий склонов, аллювий (наволок) речных долин					
Неовюрм (Бюль)	Морена литовской стадии	Ленточные глины / Лесс литовской (?) стадии	Вюрмские долинно-ледниковые пески и зандры	Лесс литовской (?) стадии	Верхний лесс	Верхний ярус лессовидных пород
Вюрм-Бюль	?			Вюрм-бюльская (?) почва		
Вюрм	Морены белорусской и полесской стадий	Долинно-ледниковые, флювиогляциальные отложения и зандры	Морена полесской стадии	Лесс белорусской (?) и полесской стадий		

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DER KONTINENTALEN QUARTÄRABLAGERUNGEN DER NORDPOLNISCHEN TIEFEBENE, DER UKRAINE UND DER KRYM

Zeitepoche	Nordpolen, Weissrussland, Litauen, Ostseeländer		Ukraine			Asowsche Küste und die Krym
Holozän	Boden, Deluvium der Talgehänge, Alluvium (Nawolok) der Flusstäler					
Neowürm (Bühl)	Moräne des litauischen Stadiums	Bändertone / Löss des lit.(?) Stadiums	Würmsche Talsande und Sandr.	Löss des litauischen (?) Stadiums	Oberer Löss	Obere Stufe der lössartigen Lehme
Würm-Bühl	?	Taldiluvium		Würm-bühlsch. Boden		
Würm	Moräne des Weissruss. u. polessjesch. Stadiums	Fluvioglaziale Ablagerungen u. Sandr	Moräne des polessjesch. Stadiums	Löss des weissruss. (?) u. poless. Stadiums		

Blank Page Digitally Inserted